

南海トラフ沿いの大規模地震の 予測可能性について

(別冊)

平成29年8月

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会

0. 本調査部会報告の構成	1
1. はじめに	2
2. 東海地震対策と観測体制の現状等	5
(1) 東海地震対策の背景と現状	6
(2) 東海地震予知に係る観測及び南海トラフ周辺の観測の現状	8
(3) 東海地震対策大綱及び東南海・南海地震対策大綱の見直し	9
3. 地震発生予測に対する国際的な認識と取り組み	11
(1) 2009 年イタリア・ラクイラの地震と実用的地震発生予測に関する「市民保護のための国際地震 予測委員会」(別記ないものについては [Jordan et al., 2011] による)	12
(2) その他の試み	15
4. 地震の前駆すべりと考えられた事例等	17
5. 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震から得られた科学的知見	22
(1) 地震活動の変化	22
(2) 地殻変動	25
(3) 電離層及び大気圏関係の現象	27
(4) 地下水の変化	28
6. 地震活動の統計データ等に基づく地震発生確率の予測から得られた科学的知見	29
(1) 「地震活動の見通しに関する情報」で用いられている手法	30
(2) ETAS モデル	30
(3) CSEP	31
7. 地震モデルとシミュレーションから得られた科学的知見	33
(1) 地震モデルによる前駆すべりの検知可能性の違い	33
(2) シミュレーションから見た予測可能性	35
(3) 地震の規模の予測	38
8. 南海トラフ沿いの大規模地震の規模と発生時期の予測可能性に関する科学的知見	39
(1) 規模の予測可能性	40
(2) 発生時期の予測可能性	41
(参考 1) 用語集	44
(参考 2) ケース 1、2 の統計処理に用いた地震データ及び条件設定	51
文献一覧	57

0. 本調査部会報告の構成

本調査部会報告の構成は、以下のとおりである。

本文	最新の科学的知見を踏まえ、南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性について取りまとめたもの
別冊	本調査部会報告の本文「1. はじめに」から「8. 南海トラフ沿いの大規模地震の規模と発生時期の予測可能性に関する科学的知見」について、取りまとめの根拠とした文献内容等の詳細を整理したもの
別添資料	本調査部会報告の本文「9. 南海トラフの震源断層域で見られる可能性がある現象とその評価」において、防災対応を検討するケースとして想定した4つのケースについて評価手法と評価例の詳細を整理したもの

1. はじめに

東南海・南海地震は今世紀前半にも発生するおそれがあり、想定東海地震が発生していない現状を考慮すると、東海地震と東南海・南海地震が連動して発生する可能性が生じてきており、「南海トラフ巨大地震対策検討ワーキンググループ（主査：河田恵昭関西大学教授）」において、地震・津波に対する具体的な防災対策を検討する上で、南海トラフで想定される巨大地震を含め、これら地震の発生時期や規模が予測できるか否かは重要な論点であった。

一方、想定東海地震については、監視体制が整備され、地震発生直前^{*1}の予知の可能性のある我が国で唯一の地震とされている。仮に、地震発生前の前兆現象として、現行の監視体制と知見に基づき、想定東海地震の発生前に震源断層域の一部で発生する少しずつすべり始める現象（「前兆すべり」、「プレスリップ」、「前駆すべり」等と呼ばれ、本報告では「前駆すべり」と言う。）が検知された場合に、地震は想定東海地震にとどまると考えるのか、南海トラフ巨大地震につながると考えるのかによって、直前予知がなされた際の地震防災応急対策をとるべき対象地域が変わることになる。そのため、想定東海地震の前駆すべりが検知された場合に想定東海地震と連動して地震が発生する範囲の考え方についても一定の結論を出す必要がある。

このようなことから、平成 24 年 7 月に南海トラフ巨大地震対策検討ワーキンググループの下に「南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会（主査：山岡耕春 名古屋大学教授）」が設置され、平成 25 年 5 月に南海トラフの大規模地震の規模及び発生時期の予測可能性に関する科学的知見を収集・整理して、「現在の科学的知見からは、確度の高い地震の予測は難しい。」等の結論をとりまとめ、「南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性について」として公表した。

今般、平成 28 年 6 月に、中央防災会議・防災対策実行会議の下に「南海トラフ沿いの地震観測・評価に基づく防災対応検討ワーキンググループ（主査：平田直 東京大学教授）」（以下、「ワーキンググループ」という。）が設置され、地震発生予測の現状も踏まえ、南海トラフ沿いの地震観測や観測結果の評価体制、観測・評価に基づく地震防災対応のあり方について検討することとなった。

本調査部会の報告書の取りまとめから 4 年以上が経過し、この間に地震発生予測に関連する新たな研究成果が発表されてきていることを踏まえ、このワーキンググループの検討に資するため、改めてワーキンググループの下に本調査部会を設置して、地震発生予測に関する最新の科学的知見を収集・整理し、現時点における南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性を評価した。

さらに、地震発生予測に関する現状の科学的知見に基づき、南海トラフの震源断層域で見られる可能性がある現象を検知した場合に、防災への活用を視野に入れて、検知された現象についてどのような評価が可能かを整理した。

また、今後の地震発生予測に向けて、南海トラフで発生している現象を即時的に分析・評価し、どのような現象が起きているかを常に把握し、理解を深めるための

モニタリング及び調査研究のあり方についても整理した。

なお、本報告書 1. から 8. に関する最新の科学的知見の詳細等については別冊として整理した。また、9. における各検討ケースにおける評価手法と評価例の詳細については別添資料に整理した。

※1 ここでの直前とは 2～3 時間から 2～3 日より前のこと。

南海トラフ沿いで発生する大規模な地震への対策については、地震発生の切迫性を踏まえ、東海地震への対策の検討が進められ、大規模地震対策特別措置法（昭和 53 年法律第 73 号）の制定を経て、想定東海地震の発生前に震源断層域の一部で発生する少しずつすべり始める現象（「前兆すべり」、「プレスリップ」、「前駆すべり」等と呼ばれ、本報告では「前駆すべり」と言う。）を検知し、直前に警戒宣言を発することを前提とした各種対応を主とした対策が講じられてきた。平成 15 年には、阪神・淡路大震災等の経験も十分に生かしたより実効性のある対策を講じるため、「東海地震対策大綱」（平成 15 年 5 月中央防災会議決定）が策定され、東海地震が直前予知できずに突発的に地震が発生した場合の想定も含めた対策が取りまとめられた。

この検討過程で、東南海・南海地震は今世紀前半にも発生するおそれがあり、必要な防災対策を実施することが重要であるとの強い指摘があり、平成 13 年から中央防災会議において対策の検討が進められ、「東南海・南海地震対策大綱」（平成 15 年 12 月中央防災会議決定）が策定された。そして、「今後、東海地震が相当期間発生しなかった場合には、東海地震と東南海・南海地震が連動して発生する可能性も生じてくると考えられるため、今後 10 年程度経過した段階で東海地震が発生していない場合には、東海地震対策と合わせて本大綱を見直すものとする」とされた。

このような背景のなか、現時点においても東海地震が発生していない現状から、南海トラフ沿いで東海、東南海、南海地震が同時に発生することを想定した対策の必要性が高まっていた。

折しもこうした状況の下、平成 23 年 3 月に発生した東北地方太平洋沖地震は、これまでの想定をはるかに超える巨大な地震・津波により、一度の災害で戦後最大の人命が失われるなど、甚大な被害をもたらした。その教訓を踏まえて、南海トラフ沿いで発生する大規模地震を対象とした具体的な対策の検討が、中央防災会議防災対策推進検討会議の下に設置された「南海トラフ巨大地震対策検討ワーキンググループ」において進められることとなった。この検討を進めるに当たっては、想定する巨大地震の発生時期が予測できるか否かが重要な論点となった。

地震の予測は一般的に困難との認識があり、南海トラフにおける巨大地震についても同様ではないかなどの様々な議論があることから、南海トラフの巨大地震の発生時期の予測可能性について、現時点における科学的知見を収集、整理することが重要である。

このため、南海トラフ巨大地震対策検討ワーキンググループの下に「南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する調査部会」を設置し、設置趣旨を踏まえて、想定東

海地震の前駆すべりが検知された場合に想定東海地震と連動して地震が発生する範囲の考え方や、南海トラフの大規模地震の発生時期の予測可能性について、現時点における科学的知見を収集・整理してきた。この報告書は、これらの科学的知見をとりまとめたものである。

2. 東海地震対策と観測体制の現状等

大規模地震対策特別措置法（昭和 53 年法律第 73 号）制定の背景には、その当時、地震予知に関して科学的な検討を行うためのデータや地震発生に関する知見が十分ではなかったものの、過去の地震の発生履歴等から駿河湾周辺で大規模な地震の発生が切迫していると考えられていたことに加えて、観測体制の強化により何らかの前兆現象を捉えることが可能であると考えられるという意見が多かったことから、地震予知に対する大きな期待感があったと考えられる。

その後の理論的な研究の進展により、観測されうる前兆現象として、地震の前に想定される震源断層域内の一部で前駆すべりが発生し、加速して地震発生に至る可能性が示された。現在気象庁では、このようなすべりが検知できた場合にあらかじめ想定していた東海地震が発生するおそれがあることを地震予知情報として内閣総理大臣に報告することとしている。これを受け、内閣総理大臣は、閣議にかけて地震災害に関する警戒宣言を発することとなっている。

しかし、前駆すべりが観測可能な規模で発生するかどうかは分からず、大規模な地震の発生前に観測された確実な例はない。また、理論的な研究においても、地震発生前に現れる現象は、使用するモデルやパラメータ等の仮定に大きく依存することが示されている。さらに、3. に後述するように国際的には前兆現象に基づく確実性の高い地震発生予測は困難との認識がある。

このような状況の中、東海地震に関連する情報の発表の根拠や内容及び大規模地震対策特別措置法で定められる警戒宣言が発表された際の地震防災応急対策の内容が、現在の科学の実力に見合っていないという認識が強まっている。一方で、南海トラフにおける大規模地震の発生間隔がおおむね 100～150 年であることから考えると、南海トラフ全域での地震発生の可能性も生じていると考えられる。

南海トラフにおける観測体制の現状としては、地震計、ひずみ計、GNSS 等の観測網が陸域に展開されているとともに、海域においては海底地震計や水圧計による観測などが行われている。これらの観測により、南海トラフ沿いでは、短期的ゆっくりすべりや長期的ゆっくりすべり、浅部低周波地震、深部低周波地震（微動）などの現象が観測されている。なお、最大で 1～2 か月に 1 回の観測頻度ではあるが、GNSS／音響測距結合方式による海底地殻変動観測も実施されている。

例えば、浜名湖周辺では数年程度かけて進行する長期的ゆっくりすべりが十年程度の間隔で繰り返し発生している。2000 年から 2005 年にかけて発生した事例では、すべりの規模は $M_w7.0\sim7.1$ 程度であった。また、2013 年から 2017 年にかけて観測された事例は、すべりの規模が $M_w6.8$ 程度であった。この長期的ゆっくりすべりが発生している領域の北側や西側では、2～10 日程度かけて進行する短期的ゆっくりすべりが、数か月から 1 年程度の間隔で繰り返し発生しており、そのすべりの規模は $M_w5\sim6$ 程度である。

なお、現状の観測網により検知できるプレート境界面におけるすべりの規模の下限は、南海トラフ沿いでは陸域で $M_w5\sim6$ 程度、沖合では $M_w6\sim7$ 程度であり、

南海トラフの西側では、ひずみ計が密に展開されている東海地域に比べて検知力が低い。

(1) 東海地震対策の背景と現状

[大震法制定当時の主な出来事]

- 地震予知研究計画（昭和 39 年測地学審議会建議）以降、地震予知を目指して地殻変動観測や地震観測、地下構造の解明、地磁気地電流の調査、地下水の調査等の多岐にわたる調査研究が大学、試験研究機関等において実施されてきた [測地学審議会地震火山部会, 1997a]。
- 地震予知連絡会（第 2 次地震予知計画に基づき昭和 44 年 4 月に発足）において、東海地域の地殻水平変動データに基づき、この地域に地殻ひずみが蓄積しており、また 1854 年以降大地震が発生していなかったことから「東海地震」の発生の可能性が考えられるとの指摘がなされ、東海地域における調査観測の重要性とともに地震予知の必要性が認識されるようになった（昭和 44 年 11 月）[藤田・藤井, 1979]。
- その後、北海道東部の地殻変動の進行などから大地震の発生が予想されていた根室半島沖で M7.4 の地震が発生し（昭和 48 年 6 月 17 日）、地震の長期予測の成功例と考えられた [力武, 1979]。東海地域について、地震予知連絡会は根室半島沖と同様の条件にあると考えられた東海地域を観測強化地域に指定した（昭和 49 年 2 月）[藤田・藤井, 1979]。
- 昭和 51 年に「東海地震」の震源域が駿河湾奥に及び発生時期がある程度切迫しているという考えが出され、東海地域における地震防災対策整備が必要との認識が高まった。また、地震予知連絡会が同年 11 月にそれまでの東海地震に関する研究成果に基づく知見を整理した上で、発生時期を推測できる前兆現象と思われるものは見出されていないものの、観測体制は十分とはいえず、駿河湾周辺を含む東海地方の観測を更に強化し、監視を続けていく必要があるという認識を示した。[末広・吉田, 1979]
- 「第 3 次地震予知計画の再度一部見直しについて」（昭和 51 年測地学審議会建議）において、「東海地域における連続観測データの集中と常時監視に対応し、判定を行う組織」の早急な確立が必要とされた [測地学審議会地震火山部会, 1997a]。
- 昭和 51 年 10 月に「地震予知に関する重要な施策について、関係行政機関相互間事務の緊密な連絡を図るとともに、総合的かつ計画的な施策を推進するため、内閣に地震予知推進本部を置く」ことが閣議決定された（事務局：科学技術庁）[科学技術庁, 1977]。同本部は昭和 52 年 4 月に「東海地域の地震予知体制の整備について」を決定し、これに基づき東海地域の連続観測データを気象庁へ集中する常時監視体制が構築されるとともに、当面の措置として地震予知連絡会に「東海地域判定会」（事務局：気象庁）を設置することとした [茂木, 2000]。
- 「第 4 次地震予知計画」（昭和 53 年 7 月測地学審議会建議）が出された当時は、駿河湾を予想震源とする M8 級の海溝型巨大地震（東海地震）を想定した予知体制の整備が推進され、かなりの確度で前兆現象を捉えられるという観測実績と技術的確信に基

づく考えが基調であった〔測地学審議会地震火山部会, 1997b〕。

- 予知体制の整備が進むにつれて、直前予知情報が出された場合に、これを防災にいかすための対策を講じておくことの必要性が認識されるようになり、このための法律制定の要請が高まってきた。このような社会的背景のもとに、大規模地震対策特別措置法（大震法）が昭和 53 年 6 月 15 日に公布され、12 月 14 日に施行された〔末広・吉田, 1979〕。
- 昭和 54 年 8 月 7 日、気象庁において「地震防災対策強化地域判定会」が発足し、東海地域に係る大規模地震の発生のおそれに関する判定が行われることになった。これに伴い、地震予知連絡会「東海地域判定会」は廃止された〔科学技術庁, 1980〕。

〔大震法制定後の研究の進展〕

- 地震発生過程を再現する岩石すべり実験により、急速なすべり（地震）の発生に先行して前駆すべりが発生することが確認された〔Ohnaka et al., 1986〕。
- 地震発生過程を説明するためのモデルとして、岩石の固着面の摩擦力に着目した摩擦構成則が提唱されている〔大中・松浦, 2002; Dieterich, 1979; Ruina, 1981; Nakatani, 2001〕。この摩擦構成則を取り入れたコンピュータシミュレーションにより、プレート境界面のふだん強く固着している領域で、地震に先行して前駆すべりが発生することを示す結果が得られている。この中には地震発生にむけて加速するすべりが認められる例もある〔Tse and Rice, 1986〕。
- ただし、このようなシミュレーションでは、前駆すべりの発生場所や規模、前駆すべりの発生から地震発生までの猶予時間については、断層形状等のモデルの立て方や摩擦等のパラメータの設定により様々な値を取りうることから、実際の監視体制における基準となるような値を予め一意的に決めることはできていない。
- 観測・測量体制の強化によって、南海トラフ沿いのプレート境界面の強く固着している領域より深部で発生するゆっくりすべりに起因する地殻変動が観測されるようになった。このゆっくりすべりもシミュレーションにより再現可能となった〔Kato 2003; Kato, 2004; Matsuzawa et al., 2010; Shibazaki et al., 2010; 弘瀬・前田, 2010〕。
- 4. に後述するとおり、前駆すべりに伴う地殻変動の確実な観測事例はない。これは前駆すべりに伴う微小な地殻変動を捉えるために必要な観測網が整備されていなかったことや、前駆すべりがあったとしても観測網の検知能力を下回る程度の規模であったことなどが原因として考えられる。
- 3. に後述するとおり、現時点では信頼性の高い前兆現象は見つかっておらず、それに基づく確実性の高い地震発生予測は困難であり、地震の予測は確率論的であるべきとの国際的な認識がある。
- 4. 及び 7. に後述するとおり、現在の地震学の知見では東海地震に関する情報の発表の根拠となる前駆すべりの検知に基づく地震発生予測には不確実性がある。このような地震学の現状に照らして、大規模地震対策特別措置法（昭和 53 年法律第 73 号）の規定による警戒宣言の発表の際の地震防災応急対策の内容が、現在の科学の実力に

見合っていないという認識が強まっている。

- また、歴史記録から、南海トラフ沿いで白鳳（天武）地震（684 年）以後に発生した M8 級の大規模地震の多くは、潮岬の西側の領域で発生する地震、潮岬の東側の領域で発生する地震、両域にまたがる地震（両者が同時に発生する）に大別され、それらの震源断層域を見ると、地震が同時に発生しない場合であっても、数年以内の差でもう一方の領域で地震が発生していることが分かっており〔地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013〕、「東海地震」が単独で発生した例は知られていない。
- なお、東海地震の想定震源断層域を含む駿河トラフ付近のプレート境界面は、これらの歴史地震のうち 1498 年の地震（明応東海地震）及び 1854 年の地震（安政東海地震）の震源断層域に含まれていたことが概ね確実とされているが、1707 年の地震（宝永地震）を始めその他の歴史地震の震源断層域に含まれていたかどうかは定かではない〔地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013〕。

〔気象庁の東海地震に係る地震予知情報に関する業務〕

- 気象庁では、地震に先行して想定震源断層域で前駆すべりが発生するというモデルに基づき、東海地域において前駆すべりに起因すると考えられる地殻変動が検知できれば、地震発生に向けて事態が進行し始めたと解釈し、当該地域であらかじめ想定していた地震が発生するおそれがあることを地震予知情報として内閣総理大臣に報告するとともに、国民に発表することとしている。
- ただし、現状の観測網で検知可能な大きさの前駆すべりにならない場合、これに伴う地殻変動が観測されず、地震予知情報を発表できないことがあること、また前駆すべりに伴う地殻変動が検知された場合でもその進行が急速な場合には、地震予知情報の発表が地震発生に間に合わないことがあることも併せて周知している〔内閣府・気象庁, 2011〕。

（２）東海地震予知に係る観測及び南海トラフ周辺の観測の現状

〔地殻変動観測の現状〕

- 気象庁は静岡県との協力の下、東海地域における地殻ひずみ観測を 27 か所において実施している。また、産業技術総合研究所は、地下水、地殻ひずみ等の総合的な観測を東海地方から四国にかけて 16 か所において実施している。【図 2-1】
- 国土地理院は、GNSS 連続観測システム(GEONET：GNSS Earth Observation Network System)により地殻変動を観測している。【図 2-2】
- 防災科学技術研究所は、高感度地震観測網(Hi-net：High Sensitivity Seismograph Network Japan)により全国約 800 か所において傾斜観測を実施している。【図 2-3】
また、平成 28 年度に海洋研究開発機構から移管された地震・津波観測監視システム (DONET：Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis) により、海底における地殻変動観測を 51 か所において実施している。【図 2-4】
- 海上保安庁は、南海トラフ沿いの海底 15 か所で GNSS／音響測距結合方式による海

底地殻変動観測を行っている。【図 2-5】

- 南海トラフ沿いでは、深部低周波地震（微動）が観測されている領域と同じ領域において、短期的ゆっくりすべりの発生が確認されている。また、浅部超低周波地震の発生領域のうち、三重県南東沖及び日向灘において、浅部で低周波地震（微動）の発生が確認されている [Obara and Kato., 2016]。【図 2-6】

[現在の観測網によるプレート境界面のすべりの検知能力]

- 気象庁は、東海地域の陸域では、ひずみ計の感度を考慮したプレート境界面におけるすべり現象の検知能力はモーメントマグニチュード (Mw) に換算して Mw5.0~5.5 程度と見積もっている。このことは東海地震の想定震源断層域よりも深部のプレート境界面で発生している同程度のゆっくりすべり現象を検知できていることから傍証されている。観測点からの距離によってすべりの検知能力は低下するため、海域のすべりの検知能力は陸域に比べて低く、東海地震の想定震源断層域内の沖合側では Mw6.5 程度と見積もられる。【図 2-7】
- 産業技術総合研究所は、産業技術総合研究所のひずみ計・傾斜計・地下水位データ、防災科学技術研究所の傾斜データ及び気象庁のひずみ計データの統合解析によって、東海地域以西の南海トラフ沿いの陸域では、プレート境界面におけるすべり現象の検知能力は Mw5.3~5.7 程度と見積もっている。ただし、南海トラフ沿いのプレート境界面は沖合側に広く、プレート境界面におけるすべり現象の検知能力は沖合では Mw5.3~7 程度となる [Itaba and Kimura, 2013]。【図 2-8】
- 国土地理院の GEONET によるプレート境界面におけるすべり現象の検知能力は、検知能力が高い海岸線沿いの深さ 20km 前後の場所で Mw 6.0 前後、検知能力が低いトラフ軸付近や内陸の深さ 50km より深い場所で Mw 7.0 程度と見積もっている。【図 2-9】
- 長期的な変化を観測する場合には GEONET が有利であり、短期的な異常を捉えるにはひずみ計や傾斜計が有利である。
- 防災科学技術研究所の高感度地震観測網による傾斜観測では、南海トラフ沿いのプレート境界面におけるすべり現象の検知能力は Mw 6.0 程度と見積もられる。【図 2-10】

(3) 東海地震対策大綱及び東南海・南海地震対策大綱の見直し

- 「東海地震対策大綱」(平成 15 年 5 月中央防災会議決定)では、「本大綱は、いつ発生してもおかしくない東海地震を対象にしているものであるが、今後、相当期間同地震が発生しなかった場合には、東南海地震等との連動の可能性も生じてくると考えられる。また、東海地震が単独で発生した場合も、今世紀前半にも東南海地震等が発生する可能性が指摘されている。そのため、特に予防的対策については、東海地震だけでなく東南海地震等の発生も考慮して行う必要がある。」とされ、「また、今後、相当期間が経過し、東南海地震等との連動が危惧されるに至った場合には、本大綱を抜本的に見直すものとする。」とされていた。

- 「東南海・南海地震対策大綱」（平成 15 年 12 月中央防災会議決定）では、「今後、東海地震が相当期間発生しなかった場合には、東海地震と東南海・南海地震が連動して発生する可能性も生じてくると考えられるため、今後 10 年程度経過した段階で東海地震が発生していない場合には、東海地震対策と合わせて本大綱を見直すものとする。」とされていた。
- 中央防災会議では、これら個別の地震を対象とした地震対策大綱について、今後の課題として検討すべき項目や個別の具体的な施策は、各地震に共通の内容が多く、防災・減災のための大規模地震対策として一体的に進めていく必要があることから、「大規模地震防災・減災対策大綱」（平成 26 年 3 月中央防災会議決定）に統合した。これに併せて、東海地震対策大綱、東南海・南海地震対策大綱など、個別の地震を対象とした地震対策大綱は廃止された。

3. 地震発生予測に対する国際的な認識と取り組み

2009年にイタリアのラクイラで発生した地震（Mw6.3）では、死者300名以上、全半壊約20,000棟などの被害が生じた。この地震発生前には、地元の研究者がラドン観測に基づいて発表した「地震予知」による混乱が起き、これに対しイタリア政府市民安全局（DPC）が「大地震発生の可能性は低い」との情報を出し、その6日後に地震及びそれに伴う大災害が発生した。

このことから、イタリア政府が「市民保護のための国際地震予測委員会」を組織し、地震の短期予測^{*2}に関する知見を整理するとともに、確率を用いた地震動の予測や大地震の有力な前兆現象を活用するためのガイドラインについて検討した。また国際地震学及び地球内部物理学協会（IASPEI）の総会は、同委員会の報告概要を承認しており、現在の地震学界における国際的な共通認識となっている。上記委員会の報告では、確実性の高い地震発生予測に用いることができる前兆現象は見つかっていないため、前駆すべりに基づき地震の発生時期や場所・規模を狭く特定する決定論的な地震発生予測は一般的には困難であるとし、予測には確率が用いられるべきであるという見解が表明されている。

なお、上記委員会の報告では、現在、多くの国で短期予測の方法は開発中であるとしている。アメリカ西海岸やトルコの一部地域では、これまでに短期予測を目指した集中的な観測が行われた例があるが、まだ確実な予測の成功事例はない。この報告では、日本の東海地域も短期予測を検証する場所と見なされている。

一方、電磁気学的な予測研究については、国際測地学・地球物理学連合（IUGG）のワーキンググループを中心に国際的な研究が進められており、統計的に有意な結果が得られているものの、発生場所及び規模の予測に不確実性がある。

情報面では、近年、地震発生予測に不確実性があることを踏まえ、その後の地震発生の可能性について現在の地震学の共通認識の範囲で発表されている。例えば、イタリアでは2016年8月にイタリア中部の地震（Mw6.2）が発生し、同年10月に再び地震活動が活発化した際に大規模災害対策委員会（CGR）は、今後引き続き地震が発生する可能性がある旨の情報を発表し、その2日後にMw6.6の地震が発生した。

ニュージーランドでは、地質・核科学研究所（GNS Science）が、M6程度以上の地震が発生した際に、今後の地震への注意を呼びかけるため、引き続いて発生する可能性がある地震の規模を3つのシナリオ（①規模の小さな余震が起きる、②同規模の地震が起きる、③更に規模の大きな地震が起きる）に分けて、各シナリオの発生確率とともに「Likely」、「Unlikely」、「Very Unlikely」などの定性的な表現を併記して地震活動の見通しに関する情報を発表している。

また、米国カリフォルニア州では、地震学者によって構成されるカリフォルニア地震予知評価評議会（CEPEC）が、M5クラスの地震が発生した際に、数日以内に同程度以上の地震が発生する可能性を推定し、州当局の防災機関に報告している。

※2 ここでの地震の短期予測とは、2 ～3 か月以内に発生する地震について予測すること。

(1) 2009 年イタリア・ラクイラの地震と実用的地震発生予測に関する「市民保護のための国際地震予測委員会」(別記ないものについては [Jordan et al., 2011] による)

[背景]

- 2009 年 4 月 6 日にラクイラ地震 (Mw6.3) が発生し、死者 300 名以上、全半壊約 20,000 棟、避難 65,000 人以上の被害となった。
- 地震発生前に、地元の研究者がラドン観測に基づいて発表した「地震予知」による混乱が起き、それに対しイタリア政府市民安全局(DPC)が「大地震発生の可能性は低い」との情報を 3 月 31 日に出した。しかしその 6 日後に上記の地震及びそれに伴う大災害が発生したため、市民らがイタリア地震学者ら 7 名を提訴した。
- 2012 年 10 月 22 日、1 審で 7 名に禁固 6 年の判決が出された。
- 2014 年 11 月 10 日、ラクイラ高等裁判所 (2 審) で 7 名のうち 6 名の科学者には無罪が言い渡された。当時のイタリア市民安全局の副局長のみが有罪となり、禁固 2 年の判決となった。
- 2015 年 10 月 20 日、イタリア最高裁判所で 2 審の判決を支持する判決が出され、6 人の科学者の無罪と行政担当者の刑が確定した。

[委員会の組織とそのミッション]

- イタリア政府の要請により、地震発生予測に関して広範な経験を有する中国、フランス、ドイツ、ギリシャ、イタリア、日本、ロシア、イギリス、アメリカの地球物理学者から構成される「市民保護のための国際地震予測委員会」が組織された。
- 地震の短期予測に関する知見の整理、大規模地震の地震ハザード確率評価の利用、大地震の有力な前兆現象を活用するためのガイドラインを提示した。

[報告書の位置づけ]

- 地震発生予測の国際的な現状認識を整理してイタリア政府市民安全局(DPC)に報告されたものである。なお、国際地震学及び地球内部物理学協会 (IASPEI) の総会は報告書を支持した [IASPEI, 2011]。現時点での国際的な共通認識となっている。

[報告書における予測可能性に関する見解]

- 地震の発生を警告できるほどに確実性の高い前兆現象は見つかっていないため、前兆現象に基づいて発生時期や場所・規模を狭く特定する決定論的な手法による予測は一般には困難であるとし、確率論的予測が用いられるべきであるという見解を表明している。

[実用的地震発生予測についての各国の取り組みに関する報告]

中国

- 中国では、地質や歴史地震の研究と、地殻変動や宏観異常等の観測に基づく予測を行っている。1975 年海城地震（M7.3）では、活発な前震活動があったことから地震前に住民が避難して被害を大きく軽減した。ただし、公式な情報が発表されたかどうかについては疑問があり [Wang et al.,2006]、またその後の地震の予測においてもこのような経験的な予測手法による同様な成功例はない。
- 1976 年唐山地震（M7.8）では、海城地震と同じように観測を行っていたものの、直前の地震活動がなかったため経験的手法による予測は失敗した。
- 地震発生予測の難しさに直面し、観測データによる地震の理解を進めている。

ギリシャ

- 国の機関である地震防災計画機構（EPPO）が、地震対策の基本方針の調整、地震の予測の評価を行っている。
- 1980 年代から VAN グループの研究者により電磁気学的な手法を用いた予測が頻繁に行われ、公式な評価がなされないまま国内外のメディアにより伝えられるなど注目されたことを受け、これにより生じる社会的問題に対応するため、1992 年に EPPO のもとに科学的地震災害・リスク評価委員会が設置された。なお、電磁気学的な手法を用いた予測はこの委員会に報告されず評価を受けていないままである※。
- ※当初、VAN グループの研究者はM5 以上の先行現象を観測した場合に、政府等にファックスを送るという方法を採用していたが、「受け取った／受け取らない」というような科学とは関係の無い問題を引き起こしたことから、近年はタイムスタンプがはっきりしているコーネル大学の arXiv (<http://arxiv.org/>) に論文という形で情報を公開している。予測情報公表の問題の困難さをギリシャの例は示している。
- 地震発生予測を行う公式な仕組みは無い。

イタリア

- 地震活動や地震発生可能性、地震波エネルギー伝播を考慮した長期的な地震ハザードマップを国立地球物理火山学研究所（INGV）が作成している。
- 数か月以内の短期的な予測のための手順は確立されていない。

ロシア

- 地震発生予測手法の開発研究がロシア科学アカデミーを中心に盛んに行われている。特に数か月から数年程度の中期的な予測が重点的に取り組まれている。
- 中期的な予測に基づく地震発生の見込みに関する情報が法律に則ったルートで政府に伝えられる。
- 地震活動の観測に基づく予測手法を用いて、クロノスコイ地震（1997 年）の 16 か月前、シムシル島地震（2006 年）の 49 か月前に予測が出され、予測した地域に地震が発生した。これらの予測に基づき緊急事態省は予防的措置を講じた。

アメリカ

- 連邦レベルでは、地震発生予測の実用的利用のための手順は確立に至っていない。
- カリフォルニア州では 3～5 日間の地震発生確率を評価する短期予測が試行されてい

る。M5 クラスの地震活動が観測された場合、California Earthquake Prediction Evaluation Council (CEPEC)の委員が評価し、当該地域の防災機関に advisory（予報または注意報）を提供している。ただし、これまでのところ大規模地震の発生につながった例はない [Goltz, 2015]。

〔諸国の地震発生予測の実験的取り組み〕

- アメリカ太平洋岸にあるサンアンドレアス断層沿いのパークフィールドでは、1984年から地震を予測する実験が始められ、米国地質調査所は、1857年から1966年にかけてM6程度の地震が6回発生しているという過去の地震履歴に基づき、95%の信頼水準で1993年1月までに次のM6程度の地震が発生すると予測した。しかし、次のM6の地震は予測された期間よりも10年以上後の2004年に発生した。短期予測のための集中的な観測が行われたが、先行現象は観測されなかった。
- トルコ北部にある北アナトリア断層帯西端のムドゥルヌ谷では、M6程度の地震が15～21年間隔で発生していると推定され、1967年以降同程度の規模の地震は発生していなかったことから地震の発生が差し迫っているとして、1984年に地震発生予測研究のプロジェクトが始められた。規模の予測の幅は非常に大きかった($5.1 \leq M \leq 7.2$)。ところが、結果としてこの地域は、1999年のイズミット地震(M7.4)の震源断層域となり、期間についても規模についても予測は外れた。また、短期予測も実現しなかった。
- 日本の東海地域も、上述のパークフィールドや北アナトリア断層と同様、短期予測を検証する場所と見なされているが、まだ地震は発生していない。

補足：近年では、地震発生予測に関する情報を積極的に公表し、防災対応に活用している国もある。

イタリア

- 大規模災害対策委員会 (CGR) は、様々な自然災害に関する科学的見地からのアドバイスをイタリア市民保護局 (DPC) に行っている。
- 2016年8月24日にイタリア中部の地震 (Mw6.2) が発生し、同年10月に再び地震活動が活発化した際、大規模災害対策委員会 (CGR) は、この地域の地震の特性を踏まえると、今後追加的に地震が発生する可能性がある旨の情報を発表した。【表3-1】

ニュージーランド

- 政府系研究機関である地質・核科学研究所 (GNS Science) は、規模の大きな地震が発生した際に、その後の地震活動の見通しに関する情報をホームページで公表するほか、防災関係機関等には直接の情報伝達を行っている。
- 地震活動の見通しに関する情報は、短期(数日～年)、中期(年～10年)、長期(10年以上)に分けて地震の発生確率で発表される。確率の計算はそれぞれの対象期間で異なる。

る複数の手法を用いている [GNS Science]。さらに、これらの確率などの情報を基に、M6 程度以上の地震が発生した場合に、今後の地震への注意を呼びかけるため、引き続いて発生する可能性がある地震の規模を 3 つのシナリオ (①規模の小さな余震が起きる、②同規模の地震が起きる、③更に規模の大きな地震が起きる) に分けて想定し、各シナリオの発生確率とともに「Likely」、「Unlikely」、「Very Unlikely」などの定性的な表現を併記して発表される。なお、各期間や各シナリオの発生確率の算出は、地震発生を予測する複数のモデルの計算手法に対する専門家意見による加重平均に基づき最終的に設定される。【表 3-2】

(2) その他の試み

〔電磁気的な先行現象を用いた短期予測の試み〕

- 電磁気学的な先行現象を用いて地震発生の短期・直前予測を行おうという試みがここ 30 年ほど、ロシア、中国、ギリシャ、日本、台湾、イタリア、インド等でなされており、2001 年以降は、IUGG のワーキンググループ(EMSEV : Electromagnetic Studies of Earthquakes and Volcanoes) を中心に国際的な研究が進められている。これまでに地震と先行現象との間係について、査読誌で統計的有意性が明確に示されている観測結果のほとんどは、事例収集が容易な電離層観測や衛星観測関係 [Liu et al., 2000; Fujiwara et al., 2004; Liu et al., 2006; Moriya et al., 2010; Le et al., 2011] であったが、地磁気変化についても地上観測で初めて 10 年以上の観測結果を解析し、有意性が示された [Hattori et al., 2012]。また、ケーススタディーとして東北地方太平洋沖地震に先行する地磁気変化が 1 月初旬に複数の解析手法で観測されていたという報告がなされた[Xu et al., 2013, Han et al., 2016]。
- ギリシャの VAN グループは地震と地電流異常との間の相関を主張しているが、十分な統計的記述がなされているとは言えない。一方、日本のグループが M3 クラスの地震ではあるが、神津島の観測点から 20km 以内で発生した地震と地震に先行する地電流の異常変化について、極めて有意性の高い事例を発表した [Orihara et al., 2012]。
- 大地震発生数日前に GPS 観測による電離層全電子数 (TEC) の異常が観測されたという報告が多数なされており、統計的にも有意性が報告されている。また、フランスの地震電磁気観測衛星 (DEMETER) のデータを世界中の 9,000 個以上の地震について解析することにより、地震の数時間前に電離層上部で観測された VLF 帯 (解析に用いられている周波数は約 1.7kHz) の電波強度が有意に低下していたことが示されている [Němec et al., 2009]。
- 地震現象がなぜ前駆的に電離層にまで影響を与えるのかについて、いくつかの仮説 (電氣的結合、化学的結合、力学的結合) が提唱されているが、決定的なものは存在しない [Kamogawa, 2006]。
- 近年、地震に先行すると主張されている電磁気学的変化が、実は後述する臨界状態に

おける地震発生のトリガーとなっていた可能性が指摘されている。例えば、旧ソビエトが実施していた大地への大電流注入実験で明確に地震が誘発された事例が存在する [Tarasov, 1997; Tarasov and Tarasova, 2004]。

- 電磁気学的な先行現象を用いた短期予測の試みの課題は、異常と地震との間の時間的・空間的相関は認められるものの、マグニチュードと先行現象の強度等の関係は必ずしも明らかになっていない点である。

[地震を臨界現象として扱うことによる予測の試み]

- ここ 10 年ほど地震活動を、震源断層域周辺の応力の状態が臨界に達したときに生じる臨界現象として扱おうという機運が広がっており、地震活動等から何らかの相関距離が伸びる（長距離相関）という現象を抽出することで、臨界に近づいたかを判断できる可能性が指摘されている [Shebalin et al., 2004; Varotsos et al., 2011]。

[潮汐による地震のトリガー]

- 岡山県沿岸直下の微動活動は、潮位の低下時に活発化することが指摘されている [Ide and Tanaka, 2014]。例えば、この地域では特に冬場である 12 月～1 月の潮位が低下し、微動も特にこの時期に活発化する。また、微動や定常地震の活動度は、月の公転軌道の長期的変動に起因する約 18.61 年周期とも相関がある。過去 1400 年間に発生した南海トラフ沿い巨大地震 11 個中、この 18.61 年の整数倍のタイミングで 8 個、冬場（10-12 月）に 7 個発生している。
- 巨大地震（Mw8.2 以上）は大潮の時期に発生しやすいとの報告がある [Ide et al., 2016]。1976-2015 年に全世界で発生した Mw5.5 以上の地震（11,397 個）と潮汐との関係を調べたところ、規模が小さい地震ではその傾向はみえないが、Mw8.2 以上の地震に限ると 12 例中 9 例（75%）は、約 15 日周期で変化する潮汐せん断応力の振幅が大きい上位 5 日間に発生していた。
- これらのことは、小さな潮汐応力の変化がプレート境界面のすべり速度をコントロールしうることを示唆しており、地震発生確率の変化を物理学的な根拠をもって推定可能と考えられる。

4. 地震の前駆すべりと考えられた事例等

地震の短期予測の可能性に関する知見として、地震発生直前の前駆すべりと考えられた事例を中心に関連する観測事例を収集・整理した。

前駆すべりと推測される観測事例はあるものの、前駆すべりを捉えるための十分な観測網がある地域は限られており、確実な観測事例はない。

1944 年東南海地震直前に前兆的な地殻変動が観測されていたという考え方もあったが、その後のデータ解析や現在の震源物理の知見からは、この変化を前駆すべりによるものとするには疑わしい点があると指摘されている。

一方、これまでに想定される直前の前駆すべりとは異なり、プレート境界面のゆっくりすべりや周辺で発生した地震の余効すべりに伴って発生する地震があることが知られている。

例えば、2014 年 4 月にチリ北部沿岸で発生した Mw8.2 の地震（イキケ地震）は、2013 年 7 月頃から陸域の GPS 観測で長期的なゆっくりとした変位が観測されていた。なお、この観測から推定される非地震性すべりは本震の震源断層域を囲むように発生した。このすべりが発生した領域はプレート間の固着が弱い領域に対応しているとの指摘がある。さらに、本震の 2 週間前に最大前震（Mw6.7）が発生し、その余震の活動域が本震の破壊開始位置に向かって移動していった。また、本震前の地震活動度は余震による増加分を差し引いても、増加の傾向が見られたが、本震前数日の加速は見られなかったとの指摘がある。

2014 年 4 月にメキシコ南部沿岸で発生した Mw7.3 の地震（パパノア地震）では、約 2 ヶ月前からゆっくりすべりが観測され、本震の震源付近にすべりが拡大していく中で地震が発生した。この期間に観測されたすべりの規模は Mw7.1 に相当する。この地震は、ゆっくりすべりが進行することでトリガーされたとの指摘がある。

これらに対し、2010 年 2 月にチリ中部沿岸で発生した Mw8.8 の地震（マウレ地震）では、地震発生前にプレート間の固着状態の変化を示唆する現象は観測されていない。この領域では、少なくとも 10 年前からプレート間が完全に固着していたとの指摘がある。

地震発生直前の前駆すべりを捉えるための観測網を有する地域はあまり多くないが、前駆すべりを捉えたと考えられた事例をいくつか挙げる。なお、平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震に関連する観測事例は、以下とは別に 5. にまとめる。

〔1944 年の東南海地震直前の地殻変動〕

○当時測量を実施していた陸地測量部の測量班の手記によると、地震発生直前に行われた測量で、700m の区間に対して 4mm の異常な往復差が 2 区間連続して観測されており、地震発生前の 3 日前頃から掛川付近で南上がりの傾斜変化が加速していたという解釈があった〔茂木, 1982; Mogi, 1984〕。【図 4-1】

- しかし、その後この手記の再検討が行われ、データ解析による知見から、4mm 超の異常な往復差が地震直前以外にも見られるため測量誤差の可能性があることや、傾斜変化が生じたことを認めたとしてもデータは連続的な加速を必ずしも示していないこと、傾斜変化が本物だとしてもプレート境界面のすべりとしては解釈が困難で、地殻内の断層運動によるものだった可能性があることが指摘されている [鷲谷, 2004]。
- 傾斜変化が本物で、前駆すべりによるものだったとすると、紀伊半島沖の震源（破壊開始点）から約 200km 離れた掛川で前駆すべりが発生したことになり、震源物理の知見から説明が困難との指摘がある [鷲谷, 2004]。
- 地震発生サイクルのシミュレーションでは、すべりの加速が複数の場所から始まって、そのうちのいずれか最初に最も加速したところが最終的な破壊開始位置になるという場合があり、このように破壊開始位置と離れた場所でのすべりの加速が起こる場合もあり得る。

[1946 年南海地震前の地殻変動]

- 1946 年南海地震前に温泉の水位や湧水量の低下があったこと、また、太平洋沿岸部の浅い地下水の水位低下が、井戸枯れとして見られたことが報告されている [水路局, 1948; 重富・他, 2005]。これらの地下水変化を説明するための仮説として、広範囲に地震前に地殻変動が生じたことが考えられる [京都大学防災研究所地震予知研究センター, 2005ab]。変動は小規模であったが、局所的には大きいところもあったかもしれない。
- 当時の検潮記録について、潮汐と気圧の影響を補正したうえで 2 つの検潮所間の潮位差をとる相対的な補正法を用いて、南海地震発生前における検潮所間の上下方向の相対的な地殻変動を検討することにより、南海地震の 2~3 日前から紀伊半島東側にある浦神の潮位が上昇していたことが指摘されている。この潮位変化が南海地震の前兆的地殻変動を示していると断定するには証拠が十分とは言えないものの、浦神沖においてプレート境界面上ですべりが生じたとしても説明可能であることが指摘されている [小林・他, 2002]。ただし、紀伊半島の東岸と西岸では潮位の変動が違い、潮位の差をとる場合は、地殻変動がなくとも同程度の変化が生じる場合があるので注意が必要である。

[1960 年チリ地震 (Mw9.5) 直前のゆっくりしたひずみ変化]

- 1960 年チリ地震 (Mw9.5) の約 15 分前に、アメリカカリフォルニア州パサデナの長周期ひずみ地震計で周期 300 秒から 600 秒の長周期の波が観測された。この波源として本震断層の深部延長で発生したゆっくりすべりが考えられ、このすべりが前震を励起し、更に本震に至った可能性が指摘されている [Kanamori and Cipar, 1974]。
- 長周期地震計のデータを用いた自由振動の解析 [Cifuentes and Silver, 1989] や、海水面変動に基づく近地上下変動の解析 [Linde and Silver, 1989] から、本震前にゆっくりすべりが発生していたことが示唆されている。

〔南アフリカ大深度鉱山内で地震直前に震源極近傍で観測されたひずみ記録〕

○南アフリカの金鉱山内にひずみ計を設置し、掘削に伴って発生する地震の前に、震源極近傍で明瞭なひずみ変化を捉えた。ただし、より大きな地震に対して先行するひずみ変化が観測されなかった例も多数確認されている。【図 4-2】

その他、プレート境界面のゆっくりすべりに伴う地震活動として以下の例を挙げる。これに関しても、平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震に関連する観測事例は、以下とは別に 5. にまとめる。

〔2001 年 7 月 7 日ペルーの地震（6 月 24 日の Mw8.4 の地震の最大余震）前に GPS で観測された地殻変動〕

○2001 年 7 月 7 日ペルーの地震（Mw7.6）の約 18 時間前から、GPS で前駆的な地殻変動を観測した。この地殻変動はプレート境界面のすべりに調和的で、前駆すべりである可能性が指摘されている。しかし、このすべりの規模は Mw7.8 程度と推定され、地震の規模より大きいことから、前駆すべりと整理するのは適切でないと考えられる。なお、この地震は、6 月 24 日の地震（Mw8.4）を本震とする最大余震である。本震前には前駆的な地殻変動は観測されなかった [Melbourne and Webb, 2002]。【図 4-3】

〔2004 年 11 月 29 日の釧路沖地震前に見られた平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の余効変動の拡大〕

○小繰り返し地震や GPS データの解析により、平成 15 年（2003 年）十勝沖地震の余効すべり域が東に拡大し、釧路沖の地震（M7.1）の発生を促したことが指摘されている。十勝沖地震とその後の余効すべりが釧路沖地震（M7.1）の発生に与えた影響を、応力変化の推定により評価すると、余効すべりの影響の方が 4 倍以上大きかったという指摘もある [Murakami et al., 2006; Uchida et al., 2009]。

○一方で、2003 年十勝沖地震（Mw8.3）では、地震発生前の 20 時間前からの連続 GPS 観測において地殻変動は観測されなかった。なお、この地域で検知可能なすべりの規模の下限は、M7 程度（本震モーメントの約 1%）である。[Irwan et al., 2007]

〔2011 年 10 月～11 月の房総半島沖のゆっくりすべり〕

○2011 年 10 月から 11 月にかけて、房総半島南東部付近で群発地震の活動があり、プレート境界面のゆっくりすべりによると見られる地殻変動が国土地理院の GEONET や防災科学技術研究所の Hi-net の高感度加速度計で観測された。傾斜変化の時間推移から推定されるゆっくりすべりの発生域の移動と、群発地震の発生域の移動は良く対応する。相似地震より求めた平均積算すべり量の推移と傾斜変化の推移は、相似地震がゆっくりすべりの主要部分で発生したことを示唆している [防災科学技術研究所, 2011b; 国土地理院, 2011b]。

○房総半島南東部付近の陸のプレートとフィリピン海プレートの境界では、2011 年 10 月から 11 月にかけて観測されたように群発地震を伴うゆっくりすべりが 5~7 年間隔で繰り返し発生している。過去の群発地震の発生域がほぼ重なることは、ゆっくりすべりが毎回房総沖のほぼ同じ場所で発生しており、それによって、毎回地震が誘発されるとすることで説明可能である [防災科学技術研究所, 2011b]。

[2014 年イキケ地震前に見られた地震活動と地殻変動]

○2014 年 4 月 2 日にチリ北部沿岸で発生した M8.2 の地震（イキケ地震）に先立って、約 270 日前から地震活動度と繰り返し地震から推定される非地震性すべり量が間欠的に増加し始め、その増分も時間とともに大きくなり、本震発生に至った。また、2014 年 1 月上旬以降、本震の震源断層域周辺で小繰り返し地震を含むいくつかのまとまった地震活動が発生しており、3 月中旬以降に発生した活動域がゆっくりと移動し、最終的には 3 月 22 日から 25 日にかけて本震の震源に向かって移動していたことが確認された。これらの地震活動域のゆっくりとした移動や小繰り返し地震の発生は、本震の震源断層域周辺でゆっくりすべりが進行していたことを示唆している [Kato and Nakagawa, 2014; Kato et. al., 2016]。

○陸域の GPS 観測では、地震活動が活発化した 2013 年 7 月頃から本震の南 100km 以内の沿岸で西方変位の加速が見られた。この観測から推定される非地震性すべりは震源断層域を囲むように発生し、非地震性すべりが発生している南側の領域はプレート間の固着が弱い領域に対応していると考えられる [Socquet et al., 2017]。また、地震活動は、2013 年 7 月以降、2014 年 1 月、同年 3 月の 3 回にわたって活発化した。b 値は本震の 3 年前ごろから徐々に低下し始め、2013 年 7 月以降もその傾向は続いたが、本震の数日前には増加に転じた。また、本震は前震活動の北端で発生しており、前震活動によってプレート間の固着が緩むことにより本震に至ったと考えられ、2014 年 1 月以降に観測された地殻変動は、プレート境界面の前震活動の地震性すべりによって説明できるとの指摘がある [Schurr et al., 2014]。

○本震の 17 日前の 3 月 16 日には、最大の前震 (Mw6.7) が発生した。その後、地震活動が活発化し、大半の地震はプレート境界面で発生した。この時期に対応して GPS 観測値も大きく変化し、この地殻変動から求めたモーメント解放量の 65~67%が地震により解放され、これらの活動により結果的に本震に至ったとの指摘がある [Socquet et al., 2017]。また、最大の前震 (Mw6.7) の地震性すべりによる変化は、全体の 20%程度 [Ruiz et al., 2014] である。この地震に伴う非地震性すべりが、前震活動のみで説明できない地殻変動を最もよく説明すること及びこのような非地震性すべりは、前震活動によって生じた本震震源域への正の応力変化に加えて、非地震性すべりにより更に増加した可能性がある [Herman et al., 2016]。

○最大の前震 (Mw6.7) 以降に活発化した地震には小繰り返し地震が含まれ、この小繰り返し地震から非地震性すべりの時空間発展を推定した結果、非地震性すべりは本震の破壊開始点に向けて移動していた [Meng et al., 2015]。ただし、この先行期間に

は、繰り返し地震や微小地震が高頻度で観測されておらず、本震と同じプレート境界面上のすべりが生じたとは断定できないとの指摘がある [Bedford et al., 2015]。また、最大前震 (M6.7) の余震は、その活動域が本震の破壊開始位置に向かって移動していったとの指摘がある [Yagi et al., 2014]。

- 同じチリ沖の大規模地震でも、2010 年 2 月 27 日に発生したマウレ地震 (Mw8.8) の震源断層域付近では、少なくとも地震発生前の 10 年間はプレート間が完全に固着しており [Madariaga et al., 2010]、2010 年 2 月中は前震活動が観測されないまま本震に至るなど、イキケ地震とマウレ地震では「地震発生に至る過程が対照的である」との指摘がある [Hayes et al., 2014]。

5. 平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震から得られた科学的知見

平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震（以下、「東北地方太平洋沖地震」という）で見られたとされる前兆的な異常に関する知見を収集・整理した。

東北地方太平洋沖地震の発生前にはこの地域において $M_w9.0$ の地震が発生するとは考えられていなかった。また、東北地方太平洋沖地震発生の直前には、加速するような明瞭な前駆すべりは観測されなかった。

しかし、数十年間の観測データを整理すると、これまでの他の地震の発生前に見られた現象と共通する現象が観察されていたことを示す複数の解析結果が得られている。ただし、いずれの結果も地震の規模や発生時期との定量的な関係は見いだせていない。

平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震発生前の観測データを整理することにより得られた地震発生の可能性が高まっていることを示すと考えられる解析結果を以下に挙げる。

（1）地震活動の変化

〔静穏化〕

○本震発生の 4～23 年前から震源断層域の深部や北部の他、西南日本を含む日本全国で静穏化がみられた。ただし、静穏化が本震まで継続していなかったという報告もある。ただし、データの処理方法や解析手法の違いによって静穏化域や静穏化の期間は異なってくる [気象庁, 2008ab, 2009; Katsumata, 2011; 統計数理研究所, 2011b; 吉川, 2011; 吉川・林元, 2012]。

○また、東北日本の深さ 60km 以浅で発生した $M3.0$ 以上の地震について、静穏化と活発化の双方を含む時空間的に異常な地震活動の空間分布とその移動パターンを解析したところ、2000 年から 2011 年の本震発生まで、異常な地震活動を示す領域が本震の震央付近に向かって移動していたとする報告もある [Kawamura et al., 2013]。

〔地球潮汐と地震活動の相関〕

○本震発生の約 10 年前から、最大前震 ($M7.3$) 及び本震の震源付近の深さ 70km 以浅での $M_w5.0$ 以上の地震の発生に地球潮汐との強い相関がみられていた [田中, 2011; Tanaka, 2012]。

○より規模の小さな地震まで含めて $M3.0$ 以上の全ての深さの地震について、発震機構を考慮せずに地震発生頻度と潮汐との相関を分析すると、それらの間の相関は偶然高くなり得ることも報告されている [Wang and Shearer, 2015]。

〔b 値〕

○遅くとも 2005 年頃から b 値が低下し始め、更に本震の約 1 ヶ月前からの前震活動期で急降下した。空間的には低 b 値域と本震で大きくすべった領域には相関があるように見える [弘瀬・前田, 2011; Nanjo et al., 2012; Tormann et al., 2015]。

○なお、推定された b 値を用いて地震の規模別頻度分布を外挿することにより推定される大規模地震の発生の可能性が、本震の震央付近で本震発生前の約 3 ヶ月間、それ以

前に比べて高まっていたことも報告されている[Tormann et al., 2016]。

補足：東北地方太平洋沖地震後の b 値の変化について、地震発生前の状態に戻っていることからいつまた巨大地震が起きても不思議ではなく地震発生はランダムに近いとの主張がある[Torman et al., 2015] が、これに対して、本震による応力降下量は十分大きく本震前の応力状態に戻るには数百年程度が必要であることや、 b 値の変化は地震発生場所や発震機構解の時間変化を反映しているのではないかとの指摘がなされている[Bürgmann et al., 2016]。

〔前震〕

- 本震発生の約 1 ヶ月前から本震破壊開始点の北東側で群発的な前震活動が 2 回あった。これらの地震の活動域が本震の震源に向けてゆっくり拡大している様子が観測された [Kato et al., 2012]。
- 今回の本震が発生した領域は同規模の地震が続けて起こりやすい領域であった [地震調査研究推進本部地震調査委員会, 1998] ため顕著な前震活動がみられたと考えられる。前震の統計解析に基づいた予測モデルによれば、最大前震 (M7.3) が発生した時点 (本震の約 2 日前) 付近では、M7.3 以上の地震が 4 日以内に発生する確率が約 20-30%であったという報告がある。しかし、ここでは M7.3 以上の地震が発生すると予測しているだけであって、M9.0 そのものの発生を予測していたわけではない [Maeda, 1996; Ogata et al., 1996; 前田・弘瀬, 2011; 統計数理研究所, 2011a; Maeda and Hirose, 2012]。
- なお、例えば日本の内陸域で、M5.0 以上の地震が発生した場合、それを上まわるマグニチュードの地震が最大半径 50 km 以内で 30 日以内に発生する確率は 3%程度であり、そのほとんどは 5 日以内に発生している。一方、平常時では日本の内陸域において M5.0 以上の地震が半径 50 km 以内で 5 日以内に発生する確率は 0.16%程度である (M5.0 以上の地震は 1970~2010 年に内陸 (37 万km²) の深さ 30 km 以浅で 222 個。ただし、群発活動が活発な伊豆半島東方沖から伊豆諸島にかけての領域は除く)。このことから、大きな地震が起きた直後はより大きな地震がふだんより起こりやすくなっているといえる [明田川・福満, 2011]。
- また、東北地方太平洋沖地震の他にも、1999 年から 2011 年 1 月 1 日までに太平洋北部のプレート境界面で発生した M6.5 以上の地震の多くについて、本震前に震央付近で数日から数ヶ月間の加速的な地震活動の高まりがみられたことが報告されている [Bouchon et al., 2013]。その他、南カリフォルニアで過去 19 年間に発生した M2.0 以上の地震について、前震活動の時空間的特長を、本震からの距離に対する地震数及び本震からの平均距離の逆数を用いて抽出したところ、空間的に本震に近いほど前震活動は活発であり、時間的に本震に近いほど前震は本震の近くで発生する傾向があることが報告されている。この特徴を考慮した予測モデルでは、過去 19 年間に発生した M6.0 以上の本震 6 回のうち 5 回を予測しうる結果が得られているが、これらの本

震前の期間以外にも予測確率が高くなる時期はあるため、包括的な予測の有効性については更なる検証が必要とされている [Lippiello et al., 2012]。

[小繰り返し地震]

- 小繰り返し地震の震源と大きな地震の主破壊域は相補関係にある。実際に 1994 年の三陸はるか沖地震のすべり量が大きかった場所と、2003 年の十勝沖のすべり量が大きかった場所は、小繰り返し地震が発生しておらず、発生領域を棲み分けしているように見える。東北地方太平洋沖地震ですべり量が大きかった領域でも小繰り返し地震が発生しておらず、固着していた可能性が高い [東北大学大学院理学研究科, 2011a; Uchida and Matsuzawa, 2013]。
- 小繰り返し地震の解析により本震前後にプレート間のゆっくりすべりに変化があったことが示されている。例えば、本震のすべり量が比較的大きかった領域の一部では、本震の約 3 年前から本震直前にかけて顕著な小繰り返し地震の発生頻度の増加が見られており、ゆっくりすべりによるすべり量が増加し、地震サイクルの最後の段階においてプレート間の固着が地震直前に弱まっていたことが示唆される。また、この結果は GPS [Ozawa et al., 2012] や海底圧力計 [Ito et al., 2013] で捉えられたゆっくりすべり、約 10 年前からの GPS 解析により東北地方太平洋沖南部にみられたすべりの加速とも整合的である [Uchida and Matsuzawa, 2013; Mavrommatis et al., 2015]。
- また、小繰り返し地震を用いたゆっくりすべりの時空間発展の解析により、本震の震源周辺では、2010 年後半より震源のやや北を基点としてゆっくりすべりが加速しはじめ、活動が徐々に南下して最終的に 3 月 9 日の最大前震 (M7.3) 及び本震に繋がったとする報告もある [野村・他, 2013]。
- なお、本震のすべり量が比較的大きかった領域の周辺では、本震後の余効変動に対応する小繰り返し地震の増加が見られた。この傾向は、本震のすべり量が比較的大きかった領域から離れるにつれて緩やかになったり、数ヶ月遅れて見られるようになったり、余効変動の周囲への伝播を反映していることを示唆している [Uchida and Matsuzawa, 2013]。
- 1984 年から 2011 年までに北海道から北関東にかけて太平洋沖のプレート境界面で発生した小繰り返し地震の解析や同地域の地殻変動観測結果からプレート境界面のゆっくりすべりの速度がプレート境界面の広い範囲で周期を持って変化していることが見出され、この速度が増加している期間に規模の大きな地震が発生する傾向があり、東北地方太平洋沖地震の発生もこの期間に含まれていたことが報告されている [Uchida et al., 2016]。

[低周波微動]

- 東北地方太平洋沖地震の震央付近に複数設置されていた海底地震計のうち海溝軸寄りの観測点で 3 日以上継続時間を持つノイズレベルの増加が、海底圧力計のデータ

から示唆される本震前のゆっくりすべりの発生 [Ito et al., 2012] と同時期に 3 回観測された。同様の現象は、同じく海底圧力計のデータから示唆される 2008 年 11 月のゆっくりすべりの直前にも一度観測されていた。観測されたノイズは 5-8Hz の低周波に富み、その増加はゆっくりすべりに伴う小規模な低周波微動によることを示唆する。ノイズレベルの増加がプレート境界面で発生する低周波微動によるものとする、その発生位置は東北地方太平洋沖地震で大きなすべりが生じた領域内のプレート境界浅部に推定される [Ito et al., 2015]。

[その他の地震活動]

○地震活動が他の地震の余震とそれ以外の非地震性の载荷に伴う地震に分類されるという考えに基づいて、プレート間のゆっくりすべり等による非地震性の载荷に伴う地震発生頻度の高まりを抽出すると、2011 年 1 月中旬から 2 月中旬にかけて本震の震央付近でゆっくりすべりに起因すると考えられる小規模・短期間 (20km・20 日程度) の地震発生頻度の高まりが抽出された。同様 (20km・40 日程度) の地震発生頻度の高まりは東北地方太平洋沖では他の期間にもしばしば見られ、プレート境界浅部で発生しやすい。なお、大規模・長期間 (80km・100 日程度) の発生頻度の高まりの多くは、福島県沖から茨城県のプレート境界面深部で見られ、プレート間の固着が弱い領域で発生していることや、小繰り返し地震の解析や同地域の地殻変動観測結果から推定されるゆっくりすべりの速度変化の周期 [Uchida and Matsuzawa, 2013] と同程度の周期で発生していることが指摘されている。これらの結果からは地震活動の解析がゆっくりすべりの検出に役立つ可能性が示唆される [Marsan et al., 2013]。

(2) 地殻変動

[長期的変動]

- 本震発生の数年前から福島県沖では、M7 クラスの地震の余効変動としては通常と異なった地殻変動が観測されていた。これは広範囲でプレート間の固着の程度が弱まっていた (ゆっくりすべりが大きくなっていた) ことを示唆している [気象研究所, 2011; 国土地理院, 2011a; 西村, 2011; Suito et al., 2011; Ozawa et al., 2012; Mavrommatis et al., 2014;]。
- 1997 年以降すべての期間の陸上の GPS データを用いて、海溝軸近傍の変位をゼロに拘束せずに固着の程度を推定すると、地震時のすべり量が大きかった宮城県沖の海溝軸近傍においても、プレート間の強い固着が得られた [西村, 2012]。
- 1996 年 3 月から 2011 年 3 月 8 日までの GEONET による地殻変動データから Mw6 ~8 の地震やその余効変動の影響、年周変化を取り除き、2002 年以前のデータから推定したトレンドとの差をプレート間のすべりによるものとして解析すると、宮城沖から福島沖のプレート間の深部側で Mw7.7 に相当するすべり量の増加が推定される [Yokota and Koketsu., 2015]。
- GNSS/音響測距結合方式による本震前 9 年間の宮城沖と福島沖の海底地殻変動の観

測結果は、2007 年頃からの宮城県沖のプレート間の固着が 2005 年宮城県沖地震(M7.2) 以前より弱かったこと、また福島県沖のプレート間の固着が宮城県沖よりかなり弱かったことを示している [海上保安庁, 2011; Sato et al., 2013]。

補足：東北地方太平洋沖地震の発生直後の数年間にその震源断層域上で観測された海底地殻変動の大部分は、マンツルの粘弾性変形に起因するものとして説明可能であることが報告されている [Sun et al., 2014]。また、このようなマンツルの粘弾性変形を考慮したモデルにより地震発生直後の余効変動における粘弾性変形の効果を検討したところ、Mw8.0 を超える大規模な地震の発生直後には粘弾性変形の影響により陸域と海溝軸付近で逆向きの地殻変動が生じるとともに震源断層域の陸側端周辺で沈降が生じること、また粘弾性変形の影響の大きさは沈み込む海洋プレートの厚さや粘性係数等の条件に依存するものの Mw7.5 以上の地震の余効変動においては粘弾性変形の効果が無視できない可能性があることが報告されている [Sun and Wang, 2015]。

[短期的変動]

- 2008 年 11 月下旬と 2011 年 1 月下旬～2 月上旬に海底圧力計と陸域の体積ひずみ計のデータに変化が見られ、ゆっくりすべりが発生したことが示唆される。これらのゆっくりすべりは、M6.1 (2008 年 12 月 4 日) 及び M7.3 (2011 年 3 月 9 日) のプレート間地震に先行して発生しており、せん断応力の増加によってそれぞれの地震を誘発したと考えられる。また、ゆっくりすべりは、本震の震源から海溝寄りの部分で発生したと推定される [Ito et al., 2013]。
- 震源に近い位置にある海底圧力計で、本震の 1 ヶ月前ぐらいからゆっくりすべりによるものと考えられる海底の昇降変化が観測された。同様の変化は 2008 年 11 月にも観測されていた。陸上でも東北大の金華山の体積ひずみ計で海底圧力変化に同期した変化が観測されたとの報告がある [Ito et al., 2012]。陸上の GPS データ及び傾斜データでは事前の変化は観測されなかった [国土地理院, 2011a; 防災科学技術研究所, 2011a]。
- 海底圧力計のデータから潮汐や気圧変化による地殻変動以外の要因による変動を除去することにより、震央付近の海底上下変動の時系列がノイズレベル 2～4cm で得られた。このデータには 3 月 9 日の最大前震の後に変化が見られるが、この変化を余効変動として対数関数でフィッティングして差し引いたデータからは、本震前にノイズレベル以上の変化を見出すことは出来なかった。ノイズレベルに相当するプレート間のすべりの検知限界は、すべりが本震の震源付近で発生した場合には Mw6.2、すべりが震源直近の海溝軸付近で発生した場合には Mw6.0 程度であった [Hino et al., 2013]。
- 3 月 9 日の最大前震の後に陸域の体積ひずみ計と GPS、海底圧力計により余効すべりを観測した。余効すべりは、最大前震による地震性すべりの南東側に拡大し、本震の破壊開始点付近まで至った。また、このすべりの規模は、本震発生までのわずか 51 時間で M6.8 程度に達したと推定される [Ohta et al., 2012]。

補足：海底圧力計や陸域の地殻変動観測により検出されたゆっくりすべりについては、以下のように、地震活動の変化からも同じゆっくりすべりに起因すると考えられる変化が検出されていることが報告されているものがあり、地震活動の観測からもゆっくりすべりに関連する情報が得られる可能性が示唆されている。

- 本震前約 1 ヶ月間及び 2008 年 11 月に海底圧力計で検出されたゆっくりすべり [Ito et al., 2012] と同時期に、海底地震計で低周波微動によると考えられる低周波に富むノイズの増加が観測された [Ito et al., 2015]。本震前約 1 ヶ月間には、群発的な前震活動の活動域が本震の震源に向けてゆっくり拡大している様子が観測された [Kato et al., 2012]
- 小繰り返し地震の解析により検出されたゆっくりすべりの速度の周期的な変化は、陸域の地殻変動観測データとも整合的である [Uchida et al., 2016]。また、地震活動の解析からも同程度の周期の変化が検出されている [Marsan et al., 2013]。
- 海底圧力計や陸域の地殻変動観測により検出された 3 月 9 日の最大前震後のゆっくりすべり [Hino et al., 2013] は、小繰り返し地震の増加としても捉えられている。また、同時期に群発的な前震活動の活動域が本震の震源に向けてゆっくり拡大している様子も観測された [Kato et al., 2012]。この前震活動の活動域の広がり方は、震源核の形成に関連するゆっくりすべりによるものとは異なり、拡散の式に適合するように広がり本震の震源に達した [Ando et al., 2011]。

(3) 電離層及び大気圏関係の現象

- 電離層全電子数 (TEC) を含む複数の要素で本震の数日から数十分前に変化が報告されている [日置, 2011; Heki, 2011; Ouzounov et al., 2011; He et al., 2012]。
- 電離層全電子数 (TEC) に関して、GNSS によって得られる視線方向に積分した全電子量 (Slant Total Electron Content: STEC) を解析した結果 [日置, 2011; Heki, 2011] については、衛星の視線方向では仰角の変化で STEC の値が U 字型に大きく変化し、その補正に任意性が出てしまうという指摘や、津波による海面変動がもたらした電離層擾乱による見かけの変動にすぎないという考え方もある [Kakinami et al., 2012]。
- 衛星高度の影響を受けにくい鉛直方向の全電子量 (VTEC) の解析により、東北地方太平洋沖地震を含む近年の Mw8.2~9.2 の 8 事例で、地震発生の 25~80 分前に同じような変化が検出されることが報告されており、Mw8.5 以上の地震については電離層擾乱により検出が妨げられた 2005 年スマトラ島沖地震 (Mw8.6) を除く全 5 事例で変化が検出されている。同様の変化は、宇宙天気起因して地震とは無関係にしばしば発生しており、ある観測点の 3 週間のデータから推定される 1 時間当たりの同程度の変化の発生率は 0.1 程度である。しかし、Mw8.5 以上の 5 事例で地震前 1.5 時間に同様の変化が偶然検出される確率は $(1.5 \times 0.1)^5$ と十分小さいため、これらの地震の前に、このような変化が検出されたことは偶然とは考えにくいことが指摘されている [Heki and Enomoto, 2015]。

○地球大気上層部から宇宙へ放射される赤外線領域のエネルギー（Outgoing Long-wave Radiation, OLR）が震源断層域付近で数日前から顕著な異常を示していたという報告が NASA を中心としたグループから報告されている [Ouzounov et al., 2011]。ただし、統計的有意性は示されていない。

（４）地下水の変化

○本震の約 3 か月前から、震央の北西 155km の地点にある深さ 2000m の井戸で、水位が 10m 以上、水温が 1℃～2℃低下していたことが報告されている。本震発生前 3.5 年間のデータの中で、水位と水温の異常な変化が同時に見られたのは、本震発生直前の約 3 ヶ月間のみであり、潮汐や気圧変化、降水の影響はふだんから見られなかった。この他、この付近の沿岸で本震の 1 か月前から井戸水が汲み上がらなくなったことが報告されている。観測された水位や水温の異常は、プレート境界面での東北地方太平洋沖地震の前駆的なゆっくりすべりに伴う岩盤中の圧力低下により、新たに地下水の通り道が出来たことに起因する可能性が指摘されている [Orihara et al., 2014]。また、その後行われた追加調査により、本震前に日常的な使用が確認された三陸地方の 16 地点の井戸について聞き取り調査を行った結果、気仙沼市の 1 地点で時期は不明だが本震前に井戸水の濁りがあったという証言が得られたこと、また他の 15 地点については本震前の異常に関する証言は得られなかったことが報告されている [織原・鴨川., 2016]。

6. 地震活動の統計データ等に基づく地震発生確率の予測から得られた科学的知見

短期的な地震発生を予測する手法として、地震活動の推移に関する統計的な経験式(余震に関する大森・宇津公式や地震の規模別頻度分布に関するグーテンベルク・リヒターの式など)に基づき、最新の地震活動の規模別の頻度と地震発生数の時間減衰などのパラメータを推定し、今後の活動を確率的に推計する手法があり、既に気象庁による地震発生後の地震活動の見通しに関する情報に用いられている^{※4}。

この手法は、ある規模以上の地震活動の推移を予測するには適しているが、この手法を用いて大規模地震の発生確率を計算した場合、現状において、例えば、100km程度のスケールの領域内で地震活動がどんなに活発な場合でも、マグニチュード8クラスの地震が1日以内に発生する確率が1%を上回することは極めてまれである。

最近では、大森・宇津公式を発展させ、余震も含めた全ての地震を本震と見なし、全ての地震はそのマグニチュードに見合った数の余震を励起すると考えるモデル(ETAS)が提案され、地震活動の統計的性質をより一般的に扱うことができるようになってきた。この統計モデルを基に、地震活動の静穏化や前震活動の解析が行われている。

短期的な地震発生確率の予測手法については、前述の経験式を用いた予測を含めて、世界の多くの研究者により様々な手法が提案されてきた。2006年には、地震活動の標準モデルの開発を促し、確率予測の観点から性能を評価することを目標として、国際共同プロジェクトCSEP(Collaboratory for the Study of Earthquake Predictability)が立ち上げられた。現在、複数モデルによる予測性能比較実験が行われるなど、評価手法の検証が進められている。また、観測異常の一種として、前震の事前識別手法についても検証実験を含めた研究が行われている。これらは、地震活動・地殻変動・電磁気現象などの様々な観測異常に基づく各種の地震発生予測手法の有意性と確率利得を評価できる科学的な標準モデルによる共通基盤を整備することに資するものである。

地震の発生予測は確率的に行われるべきものであり、上記のような検証実験を更に推進する必要がある。一方で、過去の地震活動のデータのみを用いた統計手法では、発生事例が少ない規模の大きな地震の発生を確率的に表現することは難しい面があるため、観測異常の原因となる応力変化等の物理モデルも取り入れた新たな確率モデルの構築に向けた調査研究の推進が重要である。この際、研究計画は、いつまでにどのようなことが可能となるかといったタイムラインを含むものを策定する必要がある。また、いずれの地震発生予測手法も現時点において科学的に確立したものではなく、複数回の地震サイクルを経験することにより、科学的に検証されるものであることに留意する必要がある。

※4 気象庁で用いられている手法は、地震調査研究推進本部地震調査委員会が、「余震の確率評価手法について」(平成10年4月)及び「大地震後の地震活動の見通しに関する情報のあり方」(平成28年8月)として取りまとめたものである。

(1) 「地震活動の見通しに関する情報」で用いられている手法

- 平成 7 年 9 月に行われた「地震に関する世論調査」(総理府, 1995)において、住民が地震発生直後及び地震発生から数時間後に知りたい情報として、大きな余震がいつくるのか、どのくらい揺れるのか、余震がいつ収まるのか等を示す「今後の余震の見通し」が高い割合を占めたことから、平成 10 年 4 月、地震調査研究推進本部地震調査委員会において、本震-余震型の地震活動を対象とした余震確率評価手法をとりまとめた。
- しかし、平成 28 年(2016 年)熊本地震においては、4 月 14 日にマグニチュード(M) 6.5 の地震が日奈久断層帯で発生し、16 日に近接する布田川断層帯を主な破壊域とした M7.3 の地震が発生し、時間経過とともに当初の地震活動域が大きく拡大したことから、本震-余震型の地震活動のみを対象とする余震確率評価手法(地震調査委員会, 1998)を適用することができなくなった。このため、平成 28 年 8 月、地震調査研究推進本部地震調査委員会において、余震確率評価手法のみではなく、過去の地震活動等にも基づく大地震後の地震活動の見通しに関する情報のあり方について報告書を取りまとめた。
- 地震調査委員会が取りまとめた上述の余震確率評価手法としては、余震の規模が大きくなるにつれその数は指数関数的に減るという地震の規模別頻度分布に関するグーテンベルク・リヒターの式と、余震活動は時間とともに単調に減少していくという余震の数に関する大森・宇津公式[Utsu, 1961]を組み合わせ、最新の地震活動の規模別の頻度と地震発生数の時間減衰などのパラメータを推定し、本震後の任意の期間のある規模以上の地震の発生確率を計算することにより、本震後の地震活動を確率的に推計することとしている。
- この手法は、ある規模以上の地震活動の推移を予測するには適しているが、この手法を用いて大規模地震の発生確率を計算した場合、例えば、100km 程度のスケールの領域内で地震活動が非常に活発な場合でも、現状の科学的知見からは、マグニチュード 8 クラスの地震が 1 日以内に発生する確率が 1 %を上回ることは極めてまれである。

(2) ETAS モデル

- 余震活動の中で大きな余震が発生すると、その大きな余震に伴う余震(二次余震)が発生することがある。このような場合の地震の発生確率は複数の大森・宇津公式の和として表現することができる。ETAS (Epidemic Type Aftershock Sequence) モデル [Ogata, 1988] はこれを更に拡張したもので、全ての地震を本震とみなし、すべての地震はそのマグニチュードに見合った数の余震を励起すると考えるモデルである。このモデルでは、マグニチュードが大きいほどたくさんの余震を励起する性質と大森・宇津公式を用い、すべての地震による余震確率の和と背景地震確率との和として地震発生確率が表される。これにより二次余震はもちろんのこと、前震-本震-余震型や群発地震なども表現できる。5 個のパラメータで、地震活動をモデル化し、実際

の活動がそのモデルからどれくらいずれているかで、相対的な活発化・静穏化を議論することもできる。

- 初期の ETAS モデルは地震活動の時間的特性にのみ注目したモデルであった。一方、地震活動の空間的特性については、余震域の広がりには本震の規模に依存するという経験則がある [例えば、宇津・関, 1955]。この空間的特性を従来の ETAS (いふなれば、時間 ETAS) に加味したものが時空間 ETAS モデルで、パラメータは全部で 7 個である [Ogata, 1998]。また、改良版として複雑な距離依存性を考慮したパラメータが 8 個のモデルも提案されている [Ogata & Zhuang, 2006]。時空間 ETAS は、背景地震活動を表すパラメータは場所によって変化するが、残りのパラメータは地域・期間に依らず一定としている。
- さらに、地震活動の地域性を考慮し、時空間 ETAS のそのほかの主要パラメータも位置座標に依存するよう拡張したものは階層的時空間 ETAS モデル (HIST-ETAS モデル) と呼ばれ [Ogata, 2004]、他の ETAS モデルとともに日本周辺の地震予測検証実験 (日本版 CSEP) に提案されている [Ogata, 2011]。
- ETAS モデルを用いた地震発生予測では、地震規模の予測にはグーテンベルグ・リヒターの式が用いられることが多く、小さい地震に比べ大地震の発生確率は必然的に小さく見積もられる。
- 一方、前震活動 (特に群発的な前震活動) の統計解析からより大きな地震の発生予測についての研究も行われており (例えば、[Ogata and Katsura, 2012 ; 気象研究所, 2016])、群発的な地震活動がある場合、更に規模の大きな地震が発生する確率が高くなる場合があるとの指摘がある。将来的には前震確率を加味したグーテンベルグ・リヒターの式によらないマグニチュード予測を ETAS モデルに加味することによるモデルの改良が期待される。

(3) CSEP

- 地震の予測可能性を探る目的のために、客観的かつ透明性のある地震予測検証実験を世界規模で実行できる研究基盤環境の構築と検証作業が行われている。この予測検証実験は “Collaboratory for the Study of Earthquake Predictability” (CSEP) と呼ばれ、日本以外にアメリカ、イタリア、ニュージーランドなどの地域を対象とし、世界中の研究者が参加して行われている。日本での検証実験は 2009 年 11 月 1 日から開始しており、これまでに提案された予測モデル、検証方法及び検証センターの概要は、査読付き論文として公表されている [例えば、Special Issue of Earth, Planets and Space, Earthquake Forecast Testing Experiment in Japan (I), 2012]。
- 日本における予測検証実験は「地震活動評価に基づく地震発生予測研究グループ」(事務局は東京大学地震研究所) が企画・実施しており、日本全土若しくは一部を含んだ領域の地震活動を地球物理学的データ (震源カタログや GNSS による地殻変動データ等) に基づき統計予測するモデルの予測精度についての比較研究を行っている。検証センターは予測モデルの提案者 (モデラー) とは独立に評価を行い、予測検証結果

の保管と管理を行う。

- モデラーは予測地域及び期間を選択し、予測モデルを検証センターへ提出する。予測地域は3つ（R1. 日本ほぼ全土と沿岸域を含む領域の深さ 100 km 以浅。R2. 日本本土を含む領域の深さ 30 km 以浅。R3. 関東地域の深さ 100 km 以浅）用意されており、R1 及び R2 については 0.1° 、R3 については 0.05° 四方の小領域ごとに予測する。予測期間は4つ（1日、3か月、1年、3年）用意されており、1日及び3か月予測は M4.0-9.0、1年及び3年予測は M5.0-9.0 で 0.1 刻みの地震個数を予測する。予測地域・期間ともに複数選択可である。
- 現在、複数モデルによる予測性能比較実験が行われるなど、評価手法の検証が進められている。短期間でモデルの検証が行えるだけの地震数を確保するため、M4~5 以上の全地震を予測対象としており、大地震に特化した予測検証実験ではないことに留意する必要がある。

7. 地震モデルとシミュレーションから得られた科学的知見

地震の予測可能性に関わる地震モデルやそれに基づくシミュレーション研究の知見を収集・整理した。

地震モデルは、震源断層域に破壊単位※⁵がどのように配置しているかという点で2つの極端な場合に分けて考えることができる。一方は破壊単位がただひとつ存在するという単純なモデル（固有地震モデル）、もう一方は大小様々な破壊単位が存在するという複雑なモデル（階層的不均質モデル）である。単純なモデルでは前駆すべりが現れ、複雑なモデルでは前駆すべりは必ずしも現れない。また、単純なモデルでは発生する地震の時期及び規模は予測できるが、複雑なモデルでは確率論的要素の影響もあり確度の高い予測は困難である。

現実の震源断層域の複雑さについて定量的な見積りができていないため、前駆すべりの検知可能性や規模の予測可能性は評価できていない。

地震モデルやそれに基づくシミュレーション研究によると、過去の地震活動や各種観測データと矛盾しないように地震発生サイクルをある程度再現し、どのような前駆すべりが発生するかを検討することは可能である。ただし、過去の地震履歴に関する情報やモデルの不完全さから、過去に知られている地震を再現できることが、将来発生する地震を予測できることを意味するものではない。

また、複雑さを考慮したシミュレーションによると、地震発生に至る過程が多様であることが示されている。前駆すべりのほか、震源断層域内や震源断層域近傍でのゆっくりすべり、震源断層域内での比較的規模の大きな地震とその余効すべり、近傍で発生した地震の余効すべり等に引き続き、大規模地震が発生する事例がある。その一方で、震源断層域内でのゆっくりすべりの加速が発生しても必ずしも大規模地震が発生しないこともある。

これらのすべりの発生中など、プレート間の固着状態にふだんと異なる変化が観測されるときには、大規模地震が発生する可能性がふだんよりも高まっている状態にあると考えられるが、不確実性を伴うことを認識しておく必要がある。また、プレート境界深部で発生する大規模なゆっくりすべりが観測された場合には、その発生領域の浅部延長を震源とする大規模地震につながる可能性が高いと考えられるが、この場合においても不確実性を伴うことの認識が必要である。

シミュレーションは飽くまでも観測された現象を理解するためのものであり、将来を定量的に予測するには未だ不十分である。

※5 面的な広がりを持つ震源断層域内の領域で、その内部で破壊条件が一定とみなせる場所を、ここでは破壊単位と呼ぶ。破壊単位には様々な大きさがあり得、また、大きな破壊単位は、それよりも小さな破壊単位を内包することもある。

（1）地震モデルによる前駆すべりの検知可能性の違い

〔前駆すべりについて〕

○すべり領域を広げるのに必要なエネルギーが他からもたらされない場合（小規模地震からの連鎖や近傍の中規模地震及び大規模地震の影響がない場合）、前駆すべりが破壊エネルギー（仮定するモデルによっては破壊に伴うすべり量を規定する長さパラメータ（ D_c ）に比例することもある）に応じた規模で、破壊核形成過程として発生する [大中・松浦, 2002; Scholz, 2002]。この理論では、破壊エネルギーは破壊単位の大きさに依存し、破壊単位が大きいほど破壊エネルギーも大きいと考えられているため、検知できるほどの前駆すべりが大地震の前に発生する可能性があるとされている。なお、破壊単位の大きさが大きい（地震規模が大きい）ほど再来間隔が長く、その間の震源断層域深部延長でのすべりによる応力集中に耐えられるためには、破壊開始位置付近の破壊エネルギーが大きい必要のあることが数値シミュレーションで示されている [Kato, 2012]（ただし、地震時の大すべりが Thermal pressurization によるものである場合 [例えば Mitsui et al., 2012]、この限りではない）。

[地震モデルと前駆すべりの検知可能性]

- 固有地震モデル：地震の震源断層域全体が一定の破壊エネルギーを持つとする極端に単純なモデル。このようなモデルでは、大規模な地震の前に検知可能な規模の前駆すべりが発生する可能性がある。
- 階層的不均質モデル：震源断層域全体が空間的な階層構造を持ち、さまざまな大きさの破壊単位がべき分布^{*}に従って存在するような極端に複雑なモデル [Ide and Aochi, 2005]。このモデルでは、破壊エネルギーが小さい場所から始まった地震が動的に連鎖して拡大した結果として大規模な地震が発生することが予想される。前駆すべりの規模は、最初の破壊の規模に依存し、最初の破壊が非常に小さい場合には、前駆すべりは必ずしも発生するとは言えず、発生したとしてもその規模は非常に小さい。
※どの大きさを見ても、それよりも一回り小さなものが一定の比率で多く存在していて、特徴的な大きさがいない分布。
- 地表に露出した断層帯の位置、形状の観察では、異なる長さの断層が多数入れ子になっているという観察例もある [Swanson, 2006]。【図 7-1】このことは、震源断層域が複雑な構造を持つことを示唆すると考えられる。
- 規模の異なるいくつかの地震について地震波形の最初の部分を比較すると、ほとんど同じように見える。この観察は、これらの地震が同程度の小さな破壊単位から動的に連鎖して拡大したことを示唆しており、階層的不均質モデルに調和的である [Ide and Aochi, 2005]。
- 小さな破壊から大きな破壊へ動的に連鎖する場合に、小さな破壊によって生じる地震波形が、単独で発生する小さな地震の波形と同じようなものとして独立して認識される [例えば Ide and Aochi, 2005] ためには、大きな破壊の破壊核と小さな破壊単位とが同程度のサイズである必要がある。この場合には大きな破壊の準備状況に応じて小さな破壊が単独で起きたり、大きな破壊に動的に連鎖したりすることが、階層的不均質モデルの最も単純な場合（1つの大きな破壊単位の内部に、1つの小さな破壊単位が

存在する)のシミュレーションの結果示されている[Noda et al., 2014]。このような条件のもとでは、小さな破壊から大きな破壊に動的に連鎖する場合だけでなく、小さな破壊後の余効すべりを経て大きな破壊が発生する場合・大きな破壊単位内の前駆すべりをともなう場合などが、同じ摩擦パラメータでの繰り返し破壊の中で生じることが確認されている[Noda et al., 2013]。つまり、階層的不均質モデルにおいても、前駆すべりをともなう場合と、ともなわない場合がある。

- 実際の地震は、2つの極端なモデル（固有地震モデルと階層的不均質モデル）の間にあると考えられる。ただし、どちらにどの程度近いかという定量的な議論はできていないため、前駆すべりの検知可能性は評価できていない。【図 7-2】

（2）シミュレーションから見た予測可能性

〔地震発生時期と関係する現象〕

- 加速する前駆すべり：南海トラフのようにプレート間の固着が強い状況を再現した上で、これまでの南海トラフ沿いの観測事実在即して本震よりも一回り小さな部分的破壊が生じないということを仮定すると、加速する前駆すべりが発生する結果が得られる [Hori, 2006; 弘瀬・前田, 2010]。ただし、常に連鎖破壊を起こすために部分的破壊が起きない場合には、前駆すべりが小さくなるといったことや、構成則によっては前駆すべりが加速しなげすべり領域が縮小していく [Noda et al., 2013b] といったことなどもあり、規模については、現状では評価できていない。このため、シミュレーションから見ても、前駆すべりを確実に観測できるとは言えない。
- 震源近傍でのゆっくりすべり、前震活動、前震とその余効すべり：階層的な破壊単位の分布とプレート間の固着が弱い条件を仮定すると、本震前に期待される現象として定性的には再現可能である[例えば Nakata et al., 2016]。プレート境界面の強く固着している領域より深部で繰り返し発生するゆっくりすべりを再現するシミュレーションでは、大規模な地震の発生が近づくにつれてゆっくりすべりの規模や繰り返し間隔が変化する可能性が示されている [Matsuzawa et al., 2010; Ariyoshi et al., 2012]。従来、南海トラフは固着の強い領域と認識されていたが、海底地殻変動観測データの解析により、固着の弱い領域も存在することが明らかになった[Yokota et al., 2016]。したがって、南海トラフにおいても震源断層域近傍でのゆっくりすべりや前震等が生じる可能性を今後検討する必要がある。
- 単純な階層的不均質モデルにおいて前駆すべりをともなわない場合のうち、小さな破壊後に余効すべりを経て大きな破壊が発生する場合と、小さな破壊だけで終わる場合の余効すべりとは、領域全体のモーメント速度に有意な違いがみられる（両方の場合を複数回計算した結果の比較）[Noda et al., 2013a]。階層的不均質モデルで M7 と M9 が共存する地震の繰り返しを表現したシミュレーションにおいて、M9 地震の発生から遠い時期の M7 地震の余効すべりは、発生が近い時期の余効すべりよりも大きなモーメントになる[Hori and Miyazaki, 2011]。
- 近傍で発生した地震の余効すべり：南海トラフ全域で地震が起こらず途中で破壊が停

止した場合（例：1944 年の東南海地震）、その周辺で発生する余効すべりの起こり方によって、南海トラフ沿いで次に発生する地震（例：1946 年の南海地震）までの発生間隔が異なることがある。

〔大地震発生に至る多様さ〕

- 階層的不均質モデルを仮定したシミュレーションでは、地震発生前にゆっくりすべりを伴う場合、伴わない場合があり、またゆっくりすべりが伴う場合でもそれが加速して地震に至る場合や加速することなく大地震に至る場合等のように、大地震発生に至る多様さが示されている[Noda et al., 2013a; Noda and Hori, 2014]。このため、地震前に観測された現象から一対一の対応関係で大地震を予測することは極めて困難であると言える。なお、ここでのゆっくりすべりは、東北地方太平洋沖地震前に見られたような大地震の震源断層域内部で発生するものであり、豊後水道や東海で観測されている震源断層域深部でのゆっくりすべりとは性質が異なる。震源断層域内とは異なる摩擦特性を与えて深部延長でのゆっくりすべりを表した例としては[Kato, 2003; Shibazaki and Iio, 2003] がある。最近では前駆すべりよりも、ゆっくり地震のモデルとして用いられており[例えば Matsuzawa et al., 2010]、前駆すべりとしての性質の検討は十分には進んでいない。
- 例えば、東海及び豊後水道のゆっくりすべりの繰り返しを再現するシミュレーションの例では、紀伊半島沖で前駆すべりが発生する結果も得られているが、仮定するパラメータの値によっては豊後水道のゆっくりすべりが加速してゆっくりすべりの縁付近から破壊が開始する場合がある。また、ゆっくりすべりが大地震に至らない場合もある。なお、この例では、シミュレーションを行ったパラメータ範囲では、東海地震は単独では起きなかった[弘瀬・前田, 2010]。ただし、海底地殻変動データ解析結果を考慮したシミュレーションでは東海（遠州灘沖を含む）からの発生も見られる。
- 足摺沖から破壊開始して紀伊半島の西側の地震（南海地震）が東側（東海地震・東南海地震）よりも先に起こる場合が、シミュレーションでは見られる。その中には、1968 年日向灘地震の震源断層域で M7 クラスの地震が発生すると、西側の地震が数十年以上早く起こる（誘発される）場合がある[Hyodo et al., 2016]。
- 1944 年昭和東南海地震や 1946 年昭和南海地震の直前に観測された地殻変動は、これらの地震の震源断層域の深部延長で発生したすべり量が 2m 程度にも及ぶ大規模なゆっくりすべりによるものとして説明できるという研究[Linde and Sacks, 2002]もあり、このようなプレート境界面深部の大規模な短期的ゆっくりすべりをシミュレーションにより再現するモデルも提案されている[Ohtani et al., 2016]。この研究によれば、このような現象が観測された場合にはその周辺の固着が強い領域でせん断応力が急増するため、不確実ではあるものの、ゆっくりすべりが発生した領域の浅部延長を震源とする大規模地震につながる可能性が高いと考えられている。

補足：実際にゆっくりすべりを観測した場合に、それが地震につながる前駆すべりであ

るのか、地震につながらないゆっくりすべりであるかを識別することは困難である。そもそも、前駆すべりだけで大地震につながるかどうかを判断するべきではなく、「地震発生時期と関係する現象」で示した現象を活用したり、東北地方太平洋沖地震の先行現象に示されたような様々な時空間スケールの現象に基づいて大地震の発生準備が整っているかどうかを評価することも重要である。

[シミュレーションによる予測可能性]

- 地震波や地殻変動のリアルタイム連続観測データの逐次解析によって、現在の地下の状態（プレート境界面の固着・すべり状態や周辺の地震活動）をモニタリングし、それらに整合する複数のシミュレーション結果を加えることで、現状をその都度理解・説明するとともに、その後に起こりうる複数の現象を検討するという意味での予測を行うことは、技術的には可能であり（たとえば[Hori et al., 2014]）、近い将来実現可能と言える。
- その際には、分野内である程度コンセンサスのとれたモデルを用いて解析を行うとともに、問題の持つ自由度の高さや不確定性・不完全性からモデルにはバイアスがかかる可能性を考慮し、モデルや観測データの持つ誤差を適切かつ定量的に評価することが必要不可欠となる。
- 予測の精度を上げるには、過去の断層すべり履歴を正確に記述できる必要があるが、現状では過去の履歴に関しての情報は十分に得られておらず、この意味でも精度の高い予測は難しい。しかし、様々な条件の下でのシミュレーションから、過去の履歴に関する情報と矛盾しないものを絞り込み、起こり得るシナリオをモデルが表せる範囲で網羅的に示すことはできる。さらに、逐次観測されるデータに応じてパラメータや初期値を改善する手法や、モデル変数のうちで固着・すべりを反映するすべり速度を直接的にデータ解析から推定した上で、応力や強度に対して様々なシナリオを用意するといった手法の研究も進められている。
- シミュレーションでは、本震発生前に前駆すべりのほか、震源近傍でのゆっくりすべり、前震とその余効すべり、近傍で発生した地震の余効すべり等の地震発生時期と関係する現象が観測されることが示されている。ゆっくりすべりの発生中など、プレート間の固着状態にふだんと異なる変化が観測されている時期には、不確実性は伴うものの、それ以外の期間に比べて地震が発生する危険性がふだんよりも高まっている状態にあると考えられる。
- ただし、[大地震発生に至る多様さ]でも述べたように、複雑さを考慮したシミュレーションでは、地震前のゆっくりすべりと考えられる現象が発生しても必ずしも地震が発生しないというように、地震発生に至る過程が多様であることが示されている。このことから、前駆すべりから規模や発生時期を特定して次の地震を予測することは難しい。

(3) 地震の規模の予測

- 固有地震モデルでは地震の規模をあらかじめ推定することが可能だが、断層が階層的不均質を持つモデルでは、地震の規模が大きくなるかどうかは、断層の破壊が動的に連鎖する確率で決まるため、地震の最終的な規模をあらかじめ推定することは困難である。
- 固有地震的な振る舞い（ほぼ同じ規模の地震がほぼ同じ間隔で繰り返す）をしてきた釜石沖の地震の規模が、東北地震後に大きく変化したことが知られている。このことは、固有地震的な場合ですら、規模の予測が困難であることを示している。一方で、規則的な地震を繰り返している震源断層域を余効すべりが通過することによる応力や強度の変化によって、このような現象を半定量的にシミュレーションで再現することができている[Ariyoshi et al., 2014; Yoshida et al., 2016]。
- 長期的な過去の履歴に関しての情報が十分に得られていないことによる初期条件の曖昧さやモデルの誤差等によりシミュレーションによる精度の高い予測は困難だが、地震間のすべり欠損率の分布と過去に起きた M7 以上の地震の震源断層域の分布の整合性[Hashimoto et al., 2009; 2012]があることから、地震の規模について、得られたシナリオの中から起こり得る範囲を示すことはできる。その際、得られた結果の妥当性を評価するには、それらのシナリオによって発生する地殻変動と津波をシミュレーションし、それらを津波高さ分布や遡上域を、歴史資料や地質情報と照らし合わせることを有効である[例えば Hyodo et al., 2015]。ただし、すべり欠損率が低い場所でも大すべりを起こす場合もある[Noda and Lapusta, 2013]ため、すべり欠損率分布だけに依存したモデルだけでは不十分である。
- 2015 年ネパール地震は、それまでに推定されていたヒマラヤ衝突帯の固着域のごく一部が破壊した地震であった [例えば, Elliot et al., 2016]。一方、近年発生したメキシコ・El-Mayor-Cucapah 地震[Fletcher et al., 2016]やニュージーランド・Kaikoura 地震[Hamling et al., 2017]に代表される地震のように、複数の断層が連鎖的に破壊して、規模が大きくなったと考えられる事例もある。これらの事例に鑑みて、固着域や単一の断層面のみを考慮した地震の規模の予測は見直しが迫られている。

8. 南海トラフ沿いの大規模地震の規模と発生時期の予測可能性に関する科学的知見

以上の知見を踏まえ、南海トラフ沿いの大規模地震の規模と発生時期の予測可能性に関する科学的知見を整理した。

南海トラフ沿いの大規模地震の発生の予測可能性についての主なポイントは、次のとおり整理される。

[南海トラフで発生する大規模地震の多様性]

- 過去の事例から見て、南海トラフ沿いの大規模地震の発生には多様性がある。駿河湾から四国沖にかけての複数の領域で同時に発生、若しくは時間差をおいて発生するなどの様々な場合が考えられる。

[地震の規模や発生時期の予測の可能性]

- 地震の規模や発生時期の予測は不確実性を伴い、直前の前駆すべりを捉え地震の発生を予測するという手法により、地震の発生時期等を確度高く予測することは困難である。
- 南海トラフは、日本海溝と比べると、現状の観測技術で検知し得る前駆すべりが生じる可能性が相対的に高いと考えられる。その場合でも、前駆すべりに基づく地震の規模や発生時期に関する確度の高い予測は難しく、検知限界を下回るすべりからいきなり大規模地震に発展することや、あるいは検知されたとしても大規模地震が発生しないことはあり得る。
- ゆっくりすべりが拡大あるいは加速しているなど、プレート間の固着状態に変化が見られるときには、不確実ではあるが、定性的には地震が発生する可能性がふだんより高まっている状態にあるとみなすことができる。
- 定量的な評価としては、過去の地震活動の統計データから導かれる経験式を用いた手法により、最新の地震活動の規模別の頻度と地震発生数の時間減衰などのパラメータを推定し、当面の活動の推移についての確率を算出することもある程度はできる。
- 地震モデルやそれに基づくシミュレーションにより、過去の地震活動や各種観測データと矛盾しないように地震発生サイクルをある程度再現することなどが可能である。
- 統計データ等に基づく地震発生確率の予測手法やシミュレーション等、ここで検討したいずれの手法においても、南海トラフ沿いのいずれの領域で地震が発生するか、あるいは複数の領域で同時に発生するかなど、発生する地震の領域や規模を確度高く予測することは困難である。
- また、いずれの手法も南海トラフの巨大地震へ適用した場合の科学的妥当性を確認するためには、複数回の地震サイクルを経験する必要がある。

以上からわかるとおり、地震活動の統計的な経験式を用いた地震発生の確率的予測

が現時点での唯一の定量的予測手法である。また、これまで観測されたことがない前駆すべりを含め、プレート間の固着状態の変化を示唆する現象（以下、「ゆっくりすべり等」という）が発生している場合、ある程度規模が大きければ検知する技術はあり、検知された場合には、定性的には地震発生の可能性が高まっていることは言えるであろう。

しかしながら、これらいずれの場合においても、現時点においては、地震の発生時期や場所・規模を確度高く予測する科学的に確立した手法はなく、大規模地震対策特別措置法に基づく警戒宣言後に実施される現行の地震防災応急対策が前提としている確度の高い地震の予測はできないのが実情である。このことは、東海地域に限定した場合においても同じである。

また、ゆっくりすべり等定性的に地震発生の可能性が高まっているとされるプレート間の固着状態の変化が観測された場合においても、変化の大きさ等から地震発生の可能性の高まりの程度について定量的に評価する科学的な基準も手法もないのが実情である。すなわち、プレート間の固着状態の変化の大きさ等をもとに、地震発生の可能性の高まりの程度を評価することはできないことを意味する。

一方、これまでゆっくりすべりが見られていない場所で、ゆっくりすべりの拡大あるいは加速が見られた場合は、その他の場所でのゆっくりすべりに比べ、定性的には、地震発生の可能性が高まっていると言える。今後、こうしたことについての研究を進め、不確実な情報の活用について検討していく必要がある。

なお、変化が収まった場合には、すべりが生じている時期と比較すると、一定の時間が経過した後は、地震を発生させる可能性は低減したとみなすことができる。

この場合においても、地震発生の可能性を定量的に評価することはできないが、長期的にはプレートの沈み込みに伴いひずみが蓄積され続け、地震発生に向かっての準備が引き続き進んでいることに留意する必要がある。

なお、このようなプレート間の固着状態の変化の大きさ等に基づく評価は、過去の観測事例も少なく統計的な評価もできないのが実情である。地震はいつ発生するかわからず、上記のゆっくりすべり等を伴わず、突発的に発生する可能性が高いことにも留意が必要である。

これらの知見を社会との間で共有することが不可欠である。

（１）規模の予測可能性

○過去の地震の発生履歴からは、南海トラフ沿いの大規模地震の震源断層域の東端は駿河湾、西端は豊後水道付近と考えられる【図 8-1】。また、過去の地震は、豊後水道付近から紀伊半島沖付近までの領域及び紀伊半島沖付近から遠州灘若しくは駿河湾までの領域をそれぞれ震源断層域として地震が発生し、それらが同時あるいは２年程度までの時間差をもって発生するというように多様性を持つ〔南海トラフの巨大地震モデル検討会, 2011〕。

○なお、駿河湾周辺を震源断層域とする東海地震が単独で発生した事例は知られていな

い。また、シミュレーションモデルによる研究のひとつでは、東海及び豊後水道のゆっくりすべりの繰り返しは再現されるが、東海地震が単独で発生するシナリオは得られていない [弘瀬・前田, 2010]。

- 南海トラフ沿いのプレート境界面は、地震の発生数が少なく、大きな破壊単位が存在が想起される。一方で、日本海溝沿いのプレート境界面ではM7 級までの様々な大きさの地震がかなりの頻度で発生している。これらから、南海トラフ沿いのほうが日本海溝沿いよりは、相対的により固有地震モデルに近いと考えられる。しかし、近年の調査により、南海トラフの過去の大規模地震においても、多様な断層運動が起きたことが推定されつつあり、破壊単位が複数あると考えられ、極めて単純な「固有地震モデル」の適用は難しく、単純な固有地震モデルではないことに留意が必要である。このような場合には確率論的要素等の影響があり、確度の高い予測は難しい。
- 6. で示したように、実際の地震が 2 つの極端なモデルのどちらにどの程度近いかという定量的な議論はできていない。このため南海トラフにおいても、前駆すべりの検知可能性は評価できていない。
- 6. で示したように、シミュレーションにより精度の高い予測を行うには、過去の断層すべり履歴を正確に記述できる必要があるが、現状では過去の履歴に関する情報は十分に得られていない。このため、南海トラフ沿いのある震源断層域で地震が発生した場合、別の震源断層域でも地震が発生する可能性はあるが、どの程度の時間差で発生するかを予測することは困難である。
- 南海トラフの巨大地震モデル検討会 [2012b] では、日向灘の南部に海嶺が存在することから、この部位を震源断層域を分ける領域として整理したが、2007 年のソロモン諸島の地震のように、構造不均質を越えて震源断層域が広がった例もある [Miyagi et al., 2009]。日向灘周辺のプレート境界面がどういう性質をもっているか不明なため、モデル化が困難で、シミュレーションからは本当に構造不均質を超えて破壊が広がるかどうかは分からない。
- 地震時に複数の領域が連動するかどうかは確率的に表現することが適切であるが、現在の科学では観測データからその確率を見積もることは困難である。
- これらのことから、仮に想定東海地震の震源断層域で前駆すべりが検知できた場合、どの程度の規模の地震まで成長するのか（日向灘まで連動するのか否か）を予測することは困難であると考えられる。

（２）発生時期の予測可能性

- 4. で示したように、1944 年の東南海地震直前に観測された前兆的な地殻変動が前駆すべりに該当するものという考え方もあったが、その後のデータ解析や震源物理の知見から、前駆すべりによるものと断定するのは困難であり、現存のデータで確定的な結論を得ることは困難である。
- これまでに前駆すべりが発生したと広く認められている事例はほとんどないが、プレート境界面のうち固着していると考えられる領域でゆっくりすべりが発生している

ことが地殻変動等の観測で確認された場合、過去の観測事実と矛盾しないシミュレーションのシナリオを考慮すると、それが前駆すべりである可能性がある。前駆すべりがシミュレーションの結果に見られるように加速する場合にはその加速の状況が継続する場合の地震発生をの時期を予想することはできるが、必ずしもそのような加速があらわれるとは限らない。また、ゆっくりすべりやその加速が地震に至らないこともあることから、一般には地殻変動観測により捉えたゆっくりすべりに基づいて地震の規模や発生時期を高い確度で予測することは困難と考えるべきである。また、発生時期を予測するその他の手法は現時点で見出されていない。

- 南海トラフ沿いのプレート境界面における地震の発生状況は、東北地方太平洋沖に比べると、相対的には固有地震により近い地震モデルを南海トラフに適用できることを示唆していた。この仮定が正しいならば、南海トラフ沿いで観測可能な規模の前駆すべりが発生する可能性は東北地方太平洋沖よりも相対的に高い。しかしながら、最近の海底地殻変動観測により、南海トラフにおいてもプレート間固着の不均一分布が明らかにされている。このような不均一な固着の分布が地震発生様式にどのような影響を与えるか、研究の進展が望まれる。
- 現在の観測体制では、例えば東海地域の陸域で $M_w5.0 \sim 5.5$ 程度のプレート間すべりがあれば検知でき、南海トラフ沿いのその他の陸域で $M_w5.5 \sim 6.0$ 程度のすべりを検知する能力がある。
- 紀伊半島沖や豊後水道のゆっくりすべりが加速して大規模な地震に至る場合もあることが、シミュレーションから一つのシナリオとして示されている。しかし、現状の観測点配置によるこの地域におけるゆっくりすべりの検知能力は上述のとおり東海地域に比べて低い。ひずみ計等の地殻変動の観測点を増やすことにより検知能力の向上が期待できる。
- 東北地方太平洋沖地震で判明した知見から考えると、本震の発生前に長期的変化が現れる可能性がある。例えば、ゆっくりすべりの発生や活動変化、地震活動の静穏化、地球潮汐と地震活動の相関の高まり、 b 値の減少等の長期的変化が現れる可能性がある。【図 8-2】これらの項目を総合的に監視することで、地震前の中・長期的な異常を捉えられるかもしれない。ただし、南海トラフ沿いで観測される地震は数が少ないため、仮に地震活動の静穏化等の変化があったとしても、現状の観測体制ではその検知は困難である。なお、DONET の整備により、従来捉えられていなかった海底下の微小地震活動も捉えられるようになりつつある。
- 5. で示したように地震計や海底圧力計により、ゆっくりすべりに関連する情報が得られることが分かってきた。海域におけるこれらの観測の強化により、緊急地震速報や津波警報への寄与のみならず、地震発生予測に関する調査研究の進展が期待される。
- GNSS／音響測距結合方式による海底地殻変動観測により、南海トラフ沿いのプレート間の固着状態が明らかになってきている [Yokota et al., 2016]。
- 7. で示したように、前駆すべりのほか、震源近傍でのゆっくりすべり、前震とその余効すべり、近傍で発生した地震の余効すべりの地震発生時期と関係する現象が観測

されうることが示されており、また、4. や5. で示したようにこれらの現象が地震前に観測された事例もある。南海トラフ沿いにおいても、このような前震やゆっくりすべり等が観測される時期は、それに引き続いて隣り合う震源断層域で大きな地震が発生する可能性が高まっていると考えられる。ただし、発生時期や発生する地震の規模についての精度の高い予測は難しい。

(参考 1)用語集

南海トラフ沿いの大規模地震の予測可能性に関する報告は、国や地方公共団体の防災担当者に加えて、地震防災に関係する様々な分野の専門家等にも活用されることが想定される。一方、本報告書では、本調査部会で収集・整理した科学的知見を記述する上で必要な地震に関するやや専門的な用語が用いられている。このため、本報告書の内容を一般の方々に分かり易いものとする 것과併せて、様々な分野の専門家にも誤解なく理解されるものとするため、用語の説明とともに、本調査部会における定義及び取扱についてここに示す。(報告別冊中での掲出順)

予知と予測

本報告書では、法律で定められた東海地震に係る地震予知情報に関する記述や過去固有名詞として用いた場合を除き、現状における研究の実態を適切に表すため、地震の「予測」という言葉を用いている。

なお、日本地震学会理事会〔2012〕は、2009 年イタリア・ラクイラの地震後に組織された市民保護のための国際地震予測委員会の報告書において地震の予測について(1)警報につながる確度の高いもの (deterministic prediction) と(2)確率で表現され日常的に公表可能なもの (probabilistic forecast) を明確に区別していることを踏まえ、「地震予知」という言葉については(2)の意味で用いないよう努めるべきであるとの見解を示している。

※ 予知や予測の時間範囲を表す用語

地震の「予知」や「予測」は、対象となる地震が発生するまでの時間やその精度によって、「長期」、「中期」、「短期」、「直前」という時間範囲を表す用語とともに用いられる場合がある。これらの用語が表す時間範囲は、用いられる状況により若干異なることがあり、以下に各用語についていくつかの用例を挙げる。

- ・長期：「第 3 次地震予知計画の再度一部見直しについて」（昭和 51 年測地学審議会建議）においては、「やがて発生する地震の前兆現象を数年前から補足する長期的予知」としている。また、地震調査研究推進本部地震調査委員会による「活断層及び海溝型地震の長期評価」〔地震調査研究推進本部〕では、主要活断層帯の長期評価の中で 30 年以内、50 年以内、100 年以内の地震の発生確率を、海溝型地震の長期評価の中で 10 年以内、30 年以内、50 年以内の地震の発生確率を公表している。また、実用的地震予測に関する国際委員会報告〔Jordan et al., 2011〕では、数年から数十年を長期と呼ぶこととしている。
- ・中期：実用的地震予測に関する国際委員会報告では、数か月から数年を中期と呼ぶこととしている。
- ・短期：「第 3 次地震予知計画の再度一部見直しについて」（昭和 51 年測地学審議会建議）

においては、「数か月前からの前兆現象の補足に努めるいわゆる常時監視を主体とした短期的予知」としている。また、気象庁は、「地震が発生する直前（長くても数日程度）に行われる予知は、地震の直前予知（あるいは短期予知）と呼ばれます。」としている〔気象庁〕。また、実用的地震予測に関する国際委員会報告では、2～3か月以内を短期と呼ぶこととしている。

- ・直前：気象庁は、「地震が発生する直前（長くても数日程度）に行われる予知は、地震の直前予知（あるいは短期予知）と呼ばれます。」としている〔気象庁〕。また、実用的地震予測に関する国際委員会報告では、短期のうち1週間程度以内のものを直前と呼ぶ場合があるとしている。

南海トラフ

南海トラフ地震に係る地震防災対策の推進に関する特別措置法（平成14年法律第92号）では、「南海トラフ」を「駿河湾から遠州灘、熊野灘、紀伊半島の南側の海域及び土佐湾を経て日向灘沖までのフィリピン海プレート及びユーラシアプレートが接する海底の溝状の地形を形成する区域」と定義しており、本報告書においても同様の定義で用いている。

震源断層域

地震時に動いた（若しくは動く）断層の領域。南海トラフの巨大地震モデル検討会〔2012a〕の整理と同様に、本報告書においても、強震断層モデル、長周期地震断層モデル、津波断層モデルを包絡するような領域を震源断層域と表記する。

前駆すべり

地震の前に生じると考えられている震源核形成過程（※1）により、震源断層域内の一部が少しずつすべり始める現象。「プレスリップ」または「前兆すべり」とも呼ばれ、例えば気象庁では東海地震予知情報業務の説明に「前兆すべり」を用いている〔内閣府・気象庁、2011〕。この報告書では「前駆すべり」に統一して表記している。

※1 震源核形成

地震（本報告書では、地震性すべり（本用語集中「ゆっくりすべり」の項も参照）を伴う断層運動のことをいう）は、地下の断層で破壊を伴ってすべり領域が急速かつ自発的に進展していく現象である。理論的には、弾性体（※2）中で破壊が自発的に進展するには、破壊が進展することによって解放される弾性エネルギーが、破壊が進展する（新たに破壊面を作る）のに必要なエネルギー（破壊エネルギー）よりも大きくなる必要がある。また、破壊が進展することによって解放される弾性エネルギーは、破壊領域の拡大やすべりの進行に伴って大きくなる。このため地震の発生前には、震源断層域内の一部で局所的にゆっくりとしたすべりが発生して徐々に進行し、上記条件を満たした段階で自発的な加速を始めて地震の発生に至ると考えられる。この局所的なゆっくりとした

すべりの発生領域を震源核と呼び、地震に至るまでの過程を震源核形成過程と呼ぶ。この過程は室内実験でも確認されている [Ohnaka et al., 1986; 大中・松浦, 2002]。

※ 2 弾性体

応力を加えるとひずみが生じ、応力を除去すると元に戻る性質（弾性）を有する物質。地下の岩盤も弾性体である。応力を加えることにより弾性体に蓄えられるエネルギーを弾性エネルギーと呼ぶ。

地震予知情報

気象業務法は、気象庁長官は、地震防災対策強化地域に係る大規模な地震が発生するおそれがあると認めるときは、直ちに、当該地震に関する情報を内閣総理大臣に報告しなければならないと規定している。また同法は、この報告をした後において、当該地震に関し新たな事情が生じたと認めるときは、その都度、地震災害警戒本部長（内閣総理大臣）に報告しなければならないと規定している。大規模地震対策特別措置法では、これらの情報を地震予知情報と定義している。

警戒宣言

大規模地震対策特別措置法は、内閣総理大臣は、気象庁長官から地震予知情報の報告を受けた場合に、閣議を経て、警戒宣言を発すると規定している。

警戒宣言が発せられると、地震災害警戒本部が設置され、また、津波や崖崩れの危険地域からの住民避難や交通規制の実施、百貨店等の営業中止等の地震防災基本計画等に基づく各種対策が実施される。

ひずみ

物体に力を加えたときに生じる形状変化（変形）のこと。地殻のひずみは、大きさを表す量（長さ又は面積、体積）について、単位量当たりの変化量の単位量に対する割合として測定される。例えば、体積ひずみ計は単位体積当たりの体積変化を、単位体積に対する割合として測定するものである。

摩擦構成則

物質間の境界（摩擦面）の力学的応答を表現する法則で、主に摩擦面に働く応力と境界面のすべりによるずれの量若しくはすべり速度の関係を表すものとして記述される。

駿河トラフ

南海トラフのうち、駿河湾周辺の海底の溝状の地形を形成する区域である。駿河トラフ周辺は、1944 年の昭和東南海地震及び 1946 年の昭和南海地震で断層の破壊が発生していないことから、駿河トラフ周辺を震源域とする想定東海地震は、いつ起こってもおかしくないと言われてきた。

プレート間の固着

陸のプレートの下に海洋プレートが沈み込んでいるプレート境界面を例とすると、プレート間が完全に固着している場合は、両プレートの相対的な位置関係が変わらず、海洋プレートの沈み込みに伴って陸のプレートも深部へと引きずられ、弾性エネルギーが蓄えられる。逆にプレート間が全く固着していない場合は、陸のプレートは動かない（プレートを境に両者が相対的にずれていく）。実際のプレート境界面では、地震やゆっくりすべり等のすべり現象によりプレート間の相対的なずれが生じており、これらの現象よりも長い期間で見れば、プレート間の相対的なずれの大きさによって固着の程度を特徴づけることができる。本報告書では、ある時間範囲で見たときにプレート間の相対的なずれが少ないほど、プレート間の固着が強いと表現する。

ゆっくりすべり

プレート境界面等の断層面で発生するすべり現象を、ガタガタという地面の揺れをもたらすような短周期の地震波を発生させる地震性すべりと、短周期の地震波をあまり発生させないゆっくりとした非地震性すべりに分けて考える場合がある。本報告書では、後者のことをゆっくりすべりと表記する。また、地震に先駆けて発生する前駆すべり（本用語集中「前駆すべり」の項参照）や余効すべり（本用語集中「余効変動」の項参照）も非地震性すべりであるが、本報告書では「ゆっくりすべり」には含めない。

GNSS

GPS（アメリカ）、GLONASS（ロシア）、Galileo（EU）、準天頂衛星（QZSS、日本）等の測位衛星システムを総称して GNSS(Global Navigation Satellite System)と呼ぶ〔国土地理院〕。

モーメントマグニチュード（M_w）

断層のずれの規模を表す指標で、ずれ動いた部分の面積とずれの量の平均、剛性率（弾性の程度を表す指標の一つで、ずれによって周囲の岩盤に生じるひずみに対する応力変化の割合を表す係数）の積で表される地震モーメントをもとに計算される。モーメントマグニチュードを用いることで、地震の規模だけでなく、ゆっくりすべり等による断層のずれの規模も同じ指標で表すことができる。

国際地震学及び地球内部物理学協会（IASPEI）

“International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior” の和訳及び略称。IUGG を構成する 8 学協会の内の一つ。（IASPEI ホームページ：<http://www.iaspei.org/home.html>）

国際測地学・地球物理学連合（IUGG）

“The International Union of Geodesy and Geophysics” の和訳及び略称。測地学と地球物理学に関する非営利の国際的な学術団体であり、日本学術会議が正式に認知した国際組織である。(IUGG ホームページ: <http://www.iugg.org/>)

前駆すべりによる地震発生時期等の決定論的な予測

地震発生前の前駆すべりの観測に基づき、地震の発生時期、場所、規模を特定して予測することを言う。即ち、この手法は、観測した現象を前駆現象か否かを評価し、地震の発生時期、場所、規模を特定して、その特定した地震が発生するか否かを二者択一的に宣言することに相当する。

この手法は、地震の発生前には必然的に前駆すべりがあるとの考えによるもので、この意味から決定論的な予測と呼ばれている。しかし、2009 年イタリア・ラクイラの地震と実用的地震予測に関する国際委員会報告 [Jordan et al., 2011] によると、地震の発生時期、場所、規模を特定できるような確度の高い前駆すべりは見つかっていないため、このような前駆現象に基づく決定論的な地震の予測は、一般的には困難であり、確率論的な予測が用いられるべきとの見解が示されている。

前震・本震・余震

ある時空間範囲内の一群の地震のうち、一つだけ特に大きいものがあれば、それを本震と呼び、本震の前に起こったものを前震、後に起こったものを余震と呼ぶ。ただし、厳密でかつ一般性のある定義を示すことは難しいとされている [宇津, 2001]。

VAN 法

ギリシャの研究者 (P. Varotsos, K. Alexopoulos, K. Nomikos) により電磁気学的な前兆現象の観測に基づく短期的予測手法が提案されており、提案者の名前の頭文字を取って VAN 法と呼ばれている。この手法を支持する観測事例もあるが [Orihara et al., 2012]、否定的な主張もなされている [Jordan et al., 2011]。

電離層全電子数 (TEC: Total Electron Content)

電離層と呼ばれる超高層大気では、太陽放射によって大気分子・原子の一部が電離している。電離層全電子数 (TEC) は、視線方向の電子数を積分した全電子数で、単位には TECU (TEC unit、1 TECU は視線に沿った底面積 1 m^2 の円柱に 10^{16} 個の電子が含まれることを意味する) が用いられる。

電離層の電子が電波の伝搬を遅延 (電離層遅延) させるという性質を利用して、GPS 衛星から発信される 2 種類の電波を測定し、その遅延量を解析することにより TEC を算出することができる [日置・他, 2010]。

応力

物体の内部に生じる力の大きさや作用方向を表現するために用いられる物理量。断層面等

の岩盤中の面を考えた時、その面に働く単位面積当たりの力を指す。

震源物理

震源断層域で生じる岩盤の破壊やすべり等の現象を、地下の岩盤や流体がどのような性質を持っているか、またそれらに働く力がどのように作用するかを考察の対象として理解すること。

陸地測量部

明治 21 年 5 月に陸地測量部条例の公布とともに、日本陸軍参謀本部長直属の独立官庁として設置され、国内外の陸地測量や地図の製造修正等に当たった機関。参謀本部の解体に伴い業務は内務省地理調査所に移管され、その後国土地理院となって現在に至る〔国土地理院,1970〕。

余効変動

地震の後に観測される地殻変動。主に発生した地震の震源断層域やその周囲のゆっくりとしたすべり（余効すべり）に起因すると考えられる。

小繰り返し地震

プレート境界面では、波形が良く似た小地震が繰り返し発生することが知られており、小繰り返し地震（または相似地震）と呼ばれる。これらの地震は、プレート境界面上のほぼ同じ場所で繰り返し発生するすべりにより生ずるものと考えられ、これを解析することで、その場所でのプレート境界面のすべりの進行について情報が得られると考えられている〔Igarashi et al., 2003〕。

地球潮汐

地球の固体部分は、月や太陽等の天体から受ける引力が地球の表面や内部で場所によって異なることにより変形する。このため、地球の自転や月の公転等による天体との位置関係の変化を受けて、潮の満ち引きと同じように、地球の固体部分も周期的に変形（伸び、縮み）している。この周期的な変動を地球潮汐と呼ぶ。

b 値

規模の小さい地震は大きいものよりも発生数が多いという地震の規模別頻度の性質を表すグーテンベルク・リヒター則※のパラメータ。b 値は 1 程度の値を取ることが多く、 $b = 1$ の時、グーテンベルク・リヒター則は、マグニチュードが 1 大きくなると地震の発生数が 10 分の 1 となることを表す。また、b 値が小さいほど地震の総数に占める大きな地震の割合が大きい〔宇津, 2001〕。

※ グーテンベルク・リヒター則

マグニチュードM以上の地震の発生数 $N(M)$ は、 a 、 b をパラメータとして、以下の式で表される。

$$\log N(M) = a - bM$$

この関係は、様々な地震活動についてほぼ成り立つことが経験的に知られている。

地震サイクル

プレート運動等により蓄積されたひずみエネルギーは、地震が発生することで解放される。その後、再びひずみが蓄積され、次の地震が発生するという一連の過程。特定の地域では、この一連の過程により、大規模地震が繰り返し発生している。南海トラフ沿いでは、過去 1,400 年間で見ると、約 100～200 年の間隔で大規模地震が発生しているとされている[地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013]。

海溝軸

海溝は、大陸縁や島弧に沿った、比較的急な斜面に囲まれる細長い深海底の凹地であり、海洋プレートの沈み込み口である。海溝のいちばん深いところを海溝軸と呼ぶ[瀬野, 1995]。

(参考 2) ケース 1、2 の統計処理に用いた地震データ及び条件設定

1. 使用した地震データ

- ・ 1900 年～2013 年の期間：ISC-GEM の震源カタログ（Version 4.0）

ただし、補遺（Supplement）データは使用していない。

<http://www.isc.ac.uk/iscgem/download.php>

- ・ 2014 年～2016 年 6 月の期間：USGS の震源カタログ

<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>

※震源の場所や深さなどによる地震データの抽出は行っておらず、海溝型地震以外の地震も含まれる。

このデータに対して、マグニチュードは 0.1、緯度・経度については 0.001 度までが有効桁となるように四捨五入を行った上で、以下の条件を満たす事例を抽出した。

2. 各ケースにおける条件設定

(1) ケース 1 の条件設定

最初の大規模地震の条件： $M \geq 8.0$

続発地震の抽出条件：

$$50\text{km} \leq \Delta D \leq 500\text{ km}$$

$$-1.0 \leq \Delta M \leq 1.0$$

$$\Delta T \leq 3\text{ 年 (1095 日)}$$

ここで、 M はマグニチュード、 ΔD は最初の地震と続発地震の震央距離、 ΔM は（続発した地震の M ） - （最初の地震の M ）、 ΔT は最初の地震から続発地震発生までの経過時間である。また、最初の地震に対して、複数の続発地震がある場合は、最初の続発地震のみを抽出した。一度ペアとして抽出された両方の地震は、以降の検索では最初の地震および続発地震の候補から除外した。なお、震央距離は地球を半径 6371km の真球と仮定して球面三角法で算出した。

最初の地震が $M \geq 8.0$ を満たした 96 事例を以下に示す。このうち、38 事例が続発地震の抽出条件を満たしている。この 38 事例のうち、 $\Delta T \leq 3$ 日の 10 事例を下線付きの太字で、 $3\text{ 日} < \Delta T \leq 7\text{ 日}$ の 2 事例を太字とした。なお、発生時刻は日本時間で表記している。

最初の地震									続発地震									差			
番号	年	月	日	時	分	緯度	経度	深さ	Mw	年	月	日	時	分	緯度	経度	深さ	Mw	Δ M	Δ T (日)	Δ D (km)
1	1905	7	9	18	40	49.709	98.483	15	8.3	1905	7	23	11	46	49.369	96.610	15	8	-0.3	13.7	140
2	1905	7	23	11	46	49.369	96.610	15	8												

3	1906	8	17	9	11	51.853	178.180	110	8.3													
4	1910	4	12	9	22	25.911	123.973	235	8.1													
5	1914	5	26	23	22	-1.829	136.943	15	8.1		1916	1	13	15	18	-3.196	135.731	25	7.1	-1	596.7	203
6	1917	5	2	3	26	-31.080	-176.461	15	8.2		1919	4	17	20	22	-30.418	-178.110	35	7.2	-1	715.7	174
7	1917	6	26	14	49	-14.739	-173.562	15	8		1919	4	30	16	17	-18.352	-172.515	25	8.1	0.1	673.1	417
8	1918	8	15	21	18	5.967	124.377	20	8.3													
9	1918	9	8	2	16	46.737	150.653	15	8.1		1918	11	8	13	38	44.893	151.896	15	7.8	-0.3	61.5	227
10	1919	4	30	16	17	-18.352	-172.515	25	8.1													
11	1920	6	5	13	21	23.688	121.954	20	8.2		1922	9	2	4	16	24.218	121.937	20	7.6	-0.6	818.6	59
12	1920	9	20	23	39	-19.981	168.471	25	8.2													
13	1920	12	16	21	5	36.870	105.619	15	8.3													
14	1922	11	11	13	32	-28.469	-69.643	70	8.3													
15	1923	2	4	1	1	54.418	160.250	15	8.4		1923	2	24	16	34	55.466	163.237	15	7.4	-1	20.6	224
16	1923	9	1	11	58	35.274	139.344	15	8.1		1923	9	2	11	46	34.985	139.928	15	7.9	-0.2	1.0	62
17	1924	4	15	1	20	6.625	126.167	15	8.1		1924	8	30	12	4	8.892	126.937	15	7.2	-0.9	137.4	266
18	1929	6	27	21	47	-55.307	-29.398	15	8.1													
19	1931	3	9	12	49	40.582	142.472	35	8		1933	3	3	2	30	39.093	144.684	15	8.5	0.5	724.6	251
20	1931	10	10	9	19	-9.719	161.056	15	8													
21	1932	6	3	19	36	20.063	-103.454	15	8.1		1932	6	18	19	12	19.235	-104.238	15	7.8	-0.3	15.0	123
22	1933	3	3	2	30	39.093	144.684	15	8.5													
23	1934	1	15	17	43	26.929	86.632	15	8													
24	1938	2	2	4	4	-5.048	131.630	25	8.5													
25	1938	11	11	5	18	54.966	-158.021	35	8.3													
26	1939	4	30	11	55	-9.881	159.829	15	8													
27	1939	12	22	6	0	0.084	122.601	35	8.1		1941	11	9	8	37	0.731	122.835	35	7.4	-0.7	688.1	77
28	1940	5	25	1	33	-11.131	-77.522	45	8.2													
29	1941	11	19	1	46	32.126	131.996	35	8		1942	3	22	8	20	29.170	130.870	25	7	-1	123.3	346
30	1942	8	25	7	50	-14.996	-75.086	30	8.1													
31	1942	11	10	20	41	-49.922	30.334	10	8													
32	1943	4	7	1	7	-31.357	-71.503	35	8.1		1944	1	16	8	49	-31.496	-68.491	15	7.2	-0.9	284.3	286
33	1944	12	7	13	35	33.730	136.200	15	8.1		1946	12	21	4	19	33.123	135.905	15	8.3	0.2	743.6	73
34	1945	11	28	6	56	24.978	63.675	15	8.1													
35	1946	4	1	21	29	53.474	-162.737	15	8.6													
36	1946	12	21	4	19	33.123	135.905	15	8.3													
37	1949	8	22	13	1	53.626	-133.000	10	8.2													
38	1950	8	15	23	9	28.363	96.445	15	8.6													
39	1950	12	10	6	38	-23.977	-67.912	114	8.2													

40	1952	3	4	10	22	42.084	143.899	45	8.1															
41	1952	11	5	1	58	52.623	159.779	22	8.9															
42	1957	3	9	23	22	51.499	-175.626	25	8.6															
43	1957	12	4	12	37	45.189	99.368	30	8.1															
44	1958	11	7	7	58	44.479	148.485	35	8.4															
45	1960	3	21	2	7	39.869	143.228	15	8		1961	1	16	16	20	36.121	141.758	30	7.2	-0.8	301.6	436		
46	1960	5	21	19	2	-37.824	-73.353	25	8.1		1960	11	1	17	45	-38.467	-75.031	20	7.4	-0.7	163.9	163		
47	1960	5	23	3	56	-38.061	-73.039	25	8.6															
48	1960	5	23	4	11	-38.143	-73.407	25	9.6															
49	1963	10	13	14	17	44.872	149.483	35	8.5		1963	10	20	9	53	44.726	150.547	28	7.8	-0.7	6.8	86		
50	1963	11	4	10	17	-6.957	129.605	110	8.1															
51	1964	3	28	12	36	60.908	-147.339	25	9.3															
52	1965	1	24	9	11	-2.608	125.952	20	8.2															
53	1965	2	4	14	1	51.251	178.715	30	8.7															
54	1966	10	18	6	42	-10.665	-78.228	40	8.1															
55	1968	5	16	9	49	40.860	143.435	30	8.2		1968	5	16	19	39	41.430	142.864	25	7.9	-0.3	0.4	79		
56	1969	8	12	6	27	43.424	147.859	30	8.2															
57	1970	8	1	2	8	-1.597	-72.532	645	8															
58	1971	7	14	15	11	-5.524	153.850	40	8		1971	7	26	10	23	-4.817	153.172	40	8.1	0.1	11.8	109		
59	1971	7	26	10	23	-4.817	153.172	40	8.1															
60	1972	12	2	9	19	6.405	126.640	60	8															
61	1974	10	3	23	21	-12.322	-77.536	10	8.1															
62	1976	8	17	1	11	6.175	124.047	20	8		1976	8	17	13	19	7.174	123.048	21	7.1	-0.9	0.5	157		
63	1977	6	22	21	8	-22.888	-175.708	55	8		1977	10	10	20	53	-25.994	-175.402	14	7.3	-0.7	110.0	347		
64	1977	8	19	15	8	-11.164	118.378	25	8.3															
65	1979	12	12	16	59	1.555	-79.276	24	8.1															
66	1985	3	4	7	47	-33.257	-71.858	35	8		1985	4	9	10	57	-34.084	-71.551	45	7.1	-0.9	36.1	96		
67	1985	9	19	22	17	18.345	-102.386	20	8		1985	9	21	10	37	17.821	-101.621	30	7.5	-0.5	1.5	100		
68	1986	5	8	7	47	51.510	-174.802	30	8															
69	1989	5	23	19	54	-52.424	160.551	10	8															
70	1994	6	9	9	33	-13.933	-67.587	632	8.2															
71	1994	10	4	22	23	43.851	147.167	30	8.3		1994	10	9	16	55	43.911	147.820	35	7.3	-1	4.8	53		
72	1995	7	30	14	11	-23.349	-70.323	46	8		1997	1	23	11	15	-22.034	-65.711	275	7.1	-0.9	542.9	495		
73	1995	10	10	0	35	19.081	-104.177	40	8		1997	1	12	5	28	18.117	-102.867	40	7.1	-0.9	460.2	175		
74	1996	2	17	14	59	0.946	136.941	20	8.2															
75	1998	3	25	12	12	-63.000	149.721	20	8.1															
76	2000	11	16	13	54	-4.011	152.254	30	8		2000	11	16	16	42	-5.195	153.139	32	7.8	-0.2	0.1	164		

77	2001	6	24	5	33	-16.358	-73.482	32	8.4		2001	7	7	18	38	-17.495	-71.757	10	7.6	-0.8	13.5	223
78	2003	9	26	4	50	41.898	143.916	30	8.3													
79	2004	12	23	23	59	-49.769	161.445	10	8.1		2007	9	30	14	23	-49.359	164.046	10	7.4	-0.7	1010.6	193
80	2004	12	26	9	58	3.331	95.952	30	9		2005	3	29	1	9	2.092	97.154	30	8.6	-0.4	92.6	192
81	2005	3	29	1	9	2.092	97.154	30	8.6													
82	2006	5	4	0	26	-19.969	-174.265	15	8		2009	3	20	3	17	-23.134	-174.581	40	7.6	-0.4	1051.1	353
83	2006	11	15	20	14	46.517	153.319	31	8.3		2007	1	13	13	23	46.083	154.509	6	8.1	-0.2	58.7	103
84	2007	1	13	13	23	46.083	154.509	6	8.1													
85	2007	4	2	5	39	-8.389	157.092	15	8.1		2007	4	2	5	47	-7.209	155.915	20	7.5	-0.6	0.0	184
86	2007	8	16	8	40	-13.390	-76.663	39	8													
87	2007	9	12	20	10	-4.407	101.502	34	8.5		2007	9	13	8	49	-2.572	100.761	35	7.9	-0.6	0.5	220
88	2009	9	30	2	48	-15.529	-171.873	15	8.1													
89	2009	10	8	7	18	-12.607	166.309	40	8		2009	10	8	8	13	-13.110	166.403	41	7.4	-0.6	0.0	57
90	2010	2	27	15	34	-36.207	-72.848	25	8.8													
91	2011	3	11	14	46	38.285	142.546	20	9.1													
92	2012	4	11	17	38	2.273	93.051	20	8.6		2012	4	11	19	43	0.754	92.420	20	8.3	-0.3	0.1	183
93	2012	4	11	19	43	0.754	92.420	20	8.3													
94	2013	5	24	14	44	54.824	153.363	602	8.3													
95	2014	4	2	8	46	-19.610	-70.769	25	8.2		2014	4	3	11	43	-20.571	-70.493	22	7.7	-0.5	1.1	111
96	2015	9	17	7	54	-31.573	-71.674	22	8.3													

(2) ケース2の条件設定

最初の大規模地震の条件： $M \geq 7.0$

続発地震の抽出条件：

$$\Delta D \leq 50 \text{ km}$$

$$\Delta M \geq 0.0$$

$$\Delta T \leq 3 \text{ 年 (1095 日)}$$

ここで、 M 、 ΔD 、 ΔM 、 ΔT の意味、 ΔD の計算方法、事例の抽出方法はケース1と同様である。

これら条件を満たした56事例を以下に示す。このうち、 $\Delta T \leq 7$ 日の24事例を太字とした。なお、発生時刻は日本時間で表記している。

最初の地震										続発地震										差		
番号	年	月	日	時	分	緯度	経度	深さ	Mw		年	月	日	時	分	緯度	経度	深さ	Mw	Δ M	Δ T (日)	Δ D (km)
1	1923	11	4	1	19	129.950	29.102	35	7		1923	11	6	6	28	130.311	28.926	35	7.2	0.2	2.2	40
2	1928	4	14	17	59	25.642	42.366	10	7.1		1928	4	19	4	22	25.126	42.363	15	7.1	0	4.4	42
3	1929	7	5	23	19	-178.165	51.461	35	7		1929	7	8	6	23	-177.790	51.426	35	7.3	0.3	2.3	26

4	1930	5	5	22	46	96.397	17.883	35	7.4		1930	12	4	3	51	96.348	18.235	10	7.6	0.2	212.2	39
5	1931	2	10	15	34	102.586	-5.355	35	7.1		1931	9	25	14	59	102.274	-5.437	35	7.4	0.3	227.0	36
6	1935	9	4	10	37	121.284	22.331	15	7.1		1936	8	22	15	51	121.240	21.963	15	7.1	0	353.2	41
7	1938	5	30	23	29	168.780	-19.990	35	7		1939	4	6	1	42	169.055	-19.924	30	7.1	0.1	310.1	30
8	1938	11	5	19	50	142.241	37.147	35	7.7		1938	11	6	17	53	142.305	37.382	30	7.7	0	0.9	27
9	1945	12	8	10	4	150.180	-6.063	55	7.1		1945	12	29	2	48	150.080	-5.808	60	7.5	0.4	20.7	30
10	1946	8	8	22	28	-69.638	19.514	15	7		1948	4	22	5	22	-69.716	19.260	15	7.1	0.1	622.3	29
11	1947	6	14	5	24	145.474	21.774	35	7		1947	6	19	16	34	145.469	21.570	35	7.2	0.2	5.5	23
12	1951	10	22	6	34	121.400	23.487	25	7.5		1951	11	25	3	50	121.214	23.092	30	7.8	0.3	33.9	48
13	1957	3	11	23	55	-178.602	51.339	25	7		1957	3	16	11	34	-178.870	51.419	25	7.2	0.2	4.5	21
14	1957	3	12	20	45	-177.243	51.481	20	7.1		1957	3	14	23	47	-176.733	51.196	25	7.1	0	2.1	48
15	1957	4	25	4	10	28.829	36.493	35	7.1		1957	4	25	11	25	28.699	36.405	35	7.3	0.2	0.3	15
16	1960	5	21	19	2	-73.353	-37.824	25	8.1		1960	5	23	3	56	-73.039	-38.061	25	8.6	0.5	1.4	38
17	1960	6	20	11	1	-72.917	-38.154	25	7		1962	2	14	15	36	-72.885	-37.845	30	7.1	0.1	604.2	34
18	1961	9	8	20	26	-27.345	-56.332	100.9	7.1		1964	5	26	19	59	-27.655	-56.323	125	7.8	0.7	991.0	19
19	1963	10	12	20	27	149.225	44.647	37.5	7		1963	10	13	14	17	149.483	44.872	35	8.5	1.5	0.7	32
20	1965	2	24	7	11	-70.679	-25.633	35	7		1966	12	28	17	18	-70.550	-25.494	25	7.7	0.7	672.4	20
21	1965	8	11	12	40	166.980	-15.449	25	7.2		1965	8	12	7	31	167.092	-15.861	30	7.6	0.4	0.8	47
22	1967	12	25	10	23	153.742	-5.208	35	7.2		1968	2	12	14	44	153.368	-5.420	30	7.3	0.1	49.2	48
23	1968	5	20	16	13	-178.110	-30.799	55	7		1968	7	25	16	23	-178.217	-30.725	45	7.3	0.3	66.0	13
24	1969	4	21	16	19	131.938	32.150	38.6	7		1970	7	26	7	41	131.782	32.053	45	7	0	460.6	18
25	1970	1	10	21	7	126.682	6.785	40	7.2		1972	12	2	9	19	126.640	6.405	60	8	0.8	1056.5	43
26	1971	2	7	11	29	-176.974	51.409	28.9	7		1971	5	2	15	8	-177.318	51.396	24.2	7	0	84.2	24
27	1971	11	21	14	57	166.557	-11.857	113.1	7.1		1972	2	15	8	29	166.339	-11.481	101.8	7.4	0.3	85.7	48
28	1972	2	29	18	23	140.929	33.453	59.8	7.2		1972	12	4	19	16	140.827	33.362	55	7.4	0.2	279.0	14
29	1974	2	1	8	30	155.940	-7.459	30	7.3		1974	2	1	12	12	155.653	-7.285	30	7.4	0.1	0.2	37
30	1976	1	1	10	29	-177.344	-28.918	42.5	7.3		1976	1	15	1	47	-177.354	-28.914	45	7.9	0.6	13.6	1
31	1976	1	21	19	5	149.197	44.597	41.3	7.2		1978	3	23	12	15	148.723	44.688	35	7.6	0.4	791.7	39
32	1976	3	24	13	46	-177.763	-29.860	55	7		1976	5	5	13	52	-177.739	-29.838	40	7	0	42.0	3
33	1977	4	21	8	42	160.359	-9.932	30	7.2		1977	4	21	13	24	160.723	-9.961	30	7.3	0.1	0.2	40
34	1978	3	23	9	31	148.982	44.207	35	7		1978	3	25	4	47	148.759	44.208	13.3	7.5	0.5	1.8	18
35	1978	11	5	7	29	162.143	-11.424	30	7		1978	11	6	7	2	162.225	-11.137	30	7	0	1.0	33
36	1980	3	9	7	12	171.459	-22.595	15	7.2		1981	7	6	12	8	171.578	-22.227	30	7.6	0.4	484.2	43
37	1980	7	9	8	19	166.399	-12.528	45	7.5		1980	7	18	4	42	166.039	-12.532	30	7.7	0.2	8.8	39
38	1980	10	25	16	0	169.957	-22.161	20	7.1		1980	10	25	20	0	169.724	-21.886	30	7.5	0.4	0.2	39
39	1983	12	31	8	52	70.682	36.396	212.8	7.4		1985	7	29	16	54	70.911	36.120	99.2	7.4	0	576.3	37
40	1985	11	28	12	49	166.251	-13.938	20	7		1985	12	21	10	13	166.612	-13.887	25	7.1	0.1	22.9	39

41	1987	11	17	17	46	-143.046	58.731	15	7.2		1987	12	1	4	23	-142.613	58.828	15	7.9	0.7	13.4	27
42	1988	1	19	16	30	-70.523	-24.832	30	7		1988	2	5	23	1	-70.485	-24.722	35.9	7.2	0.2	17.3	13
43	1990	3	25	22	16	-84.756	9.786	25	7.1		1990	3	25	22	22	-84.753	9.907	20	7.3	0.2	0.0	13
44	1990	5	20	11	22	32.181	5.149	15	7.1		1990	5	25	5	0	31.892	5.307	15	7.1	0	4.7	37
45	1990	8	13	6	25	169.256	-19.468	165	7		1992	10	12	4	24	168.984	-19.186	135.5	7.4	0.4	790.9	42
46	1992	5	17	18	49	126.644	7.369	25	7.1		1992	5	17	19	15	126.725	7.202	30	7.2	0.1	0.0	21
47	1995	5	5	12	53	125.213	12.563	24	7		1996	6	12	3	22	125.220	12.712	31.7	7.1	0.1	403.6	17
48	1998	8	20	15	40	139.385	28.889	435	7.1		2000	8	6	16	27	139.614	28.866	410.1	7.3	0.2	717.0	22
49	2004	2	6	6	5	135.524	-3.643	23	7		2004	11	26	11	25	135.408	-3.657	24	7.1	0.1	294.2	13
50	2004	9	5	19	7	136.795	33.077	22.6	7.2		2004	9	5	23	57	137.155	33.230	14	7.4	0.2	0.2	38
51	2009	10	8	7	3	166.431	-13.037	37.1	7.6		2009	10	8	7	18	166.309	-12.607	39.9	8	0.4	0.0	50
52	2010	7	24	7	8	123.480	6.716	605	7.3		2010	7	24	7	51	123.596	6.412	580	7.7	0.4	0.0	36
53	2011	3	9	11	45	142.987	38.433	28	7.3		2011	3	11	14	46	142.546	38.285	20	9.1	1.8	2.1	42
54	2011	8	21	1	55	168.103	-18.270	30	7.1		2011	8	21	3	19	168.236	-18.306	30	7.1	0	0.1	15
55	2012	1	11	3	37	93.215	2.420	20	7.2		2012	4	11	17	38	93.051	2.273	20	8.6	1.4	91.6	24
56	2014	4	11	16	7	155.049	-6.586	60.53	7.1		2014	4	19	22	28	155.024	-6.755	43.37	7.5	0.4	8.3	19

文献一覧

- 明田川保・福満修一郎, 2011, 震度 5 弱を観測するなどの顕著な地震が前震であった事例について, 駿震時報, 74, 17-28.
- 宇津徳治・関彰, 1955, 余震区域の面積と本震のエネルギーとの関係, 地震 2, 7, 233-240.
- 宇津徳治, 2001, 地震学 (第 3 版), 共立出版.
- 大中康譽・松浦充宏, 2002, 地震発生の物理学, 東京大学出版会.
- 織原義明・鴨川仁, 2016, 三陸地方における東北地方太平洋沖地震前の井戸水異常の調査ー岩手県山田町から宮城県石巻市にかけてー, 地震第 2 輯, 69, 31-34.
- 海上保安庁, 2011, 海底地殻変動観測結果から得られた平成 23 年(2011 年) 東北地方太平洋沖地震発生前後の海底の動き, 地震予知連絡会会報, 86, 284-293.
- 科学技術庁, 1977, 昭和 52 年科学技術白書,
http://www.mext.go.jp/b_menu/hakusho/html/hpaa197701/index.html.
- 科学技術庁, 1980, 昭和 55 年科学技術白書,
http://www.mext.go.jp/b_menu/hakusho/html/hpaa198001/index.html.
- 気象庁, 2008a, 東北地方の地震活動の静穏化, 地震予知連絡会会報, 79, 69-73.
- 気象庁, 2008b, 東北地方とその周辺の地震活動 (2007 年 11 月~2008 年 4 月), 地震予知連絡会会報, 80, 55-65.
- 気象庁, 2009, 東北地方とその周辺の地震活動 (2008 年 5 月~10 月), 地震予知連絡会会報, 81, 84-97.
- 気象庁, 東海地震の予知について,
http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/tokai/tokai_eq4.html.
- 気象研究所 (小林昭夫・木村一洋), 2011, 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震の数年前からの震源域内の非地震性すべり, 地震予知連絡会会報, 86, 182-183.
- 京都大学防災研究所地震予知研究センター (橋本学), 2005a, 地下水変化に対する前駆的すべりの断層モデル, 地震予知連絡会会報, 70, 402-403.
- 京都大学防災研究所地震予知研究センター (梅田康弘), 2005b, 南海地震の前の井戸水の減少についてー増幅のメカニズムー, 地震予知連絡会会報, 70, 423-428.
- 小泉尚嗣・他, 2012, 愛媛県新居浜市と愛知県西尾市における東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測点整備, GSJ 地質ニュース, 1(6), 188-190.
- 国土地理院, 1970, 測量・地図百年史.
- 国土地理院, 2011a, 東北地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, 86, 184-272.
- 国土地理院, 2011b, 関東甲信地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, 87, 191-205.
- 国土地理院, GNSS とは, <http://terras.gsi.go.jp/gps/GNSS.html>.
- 小林昭夫・真砂礼宏・吉田明夫, 2002, 1946 年南海地震直前の浦神の潮位変化, 測地学会誌, 48, 1-12.
- 鷲谷威, 2004, 1944 年東南海地震の前兆的地殻変動再考, 月刊地球, 26, 11, 746-753.
- 重富國宏・梅田康弘・尾上謙介・浅田照行・細善信・近藤和男・辰巳賢一, 2005, 資料・証言にみる南海地震前の井水涸れ及び異常潮位, 京都大学防災研究所, 48-B, 191-195.

地震調査研究推進本部地震調査委員会，1998，余震の確率評価手法について，
<http://www.jishin.go.jp/main/yoshin2/index.htm>.
 地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013，南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）
 について，http://jishin.go.jp/main/chousa/13may_nankai/index.htm
 地震調査研究推進本部，長期評価結果一覧，
http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02_chouki.htm.
 水路局，1948，昭和 21 年南海大地震調査報告（地変及び被害編）．小向良七編，水路要報増
 刊号 201，1-117.
 末広重二・吉田弘，1979，地震予知連絡会 10 年のあゆみ，国土地理院，48-52.
 瀬野徹三，1995，プレートテクトニクスの基礎，朝倉書店.
 測地学審議会地震火山部会，1997a，地震予知計画の実施状況等のレビューについて（報告），
 別紙 A.
 測地学審議会地震火山部会，1997b，地震予知計画の実施状況等のレビューについて（報告），
 別紙 B.
 田中佐千子，2011，月や太陽の引力が地震の引き金に－東北地方太平洋沖地震に先行した地球
 潮汐の地震トリガー現象，科学，81，1060-1062.
 統計数理研究所，2011a，前震の確率予報の実施と評価：東北地方太平洋沖地震までの 15 年
 間，地震予知連絡会会報，86，123-125.
 統計数理研究所，2011b，東北地方太平洋沖地震の前震活動と広域的静穏化について，地震
 予知連絡会会報，86，134-141.
 東北大学大学院理学研究科（内田直希・松澤暢），2011a，小繰り返し地震から推定された
 2011 年東北地方太平洋沖地震震源域周辺の準静的すべり，地震予知連絡会報，86，315-
 318.
 東北大学大学院理学研究科（太田雄策・他），2011b，2011 年 3 月 9 日三陸沖地震(M7.3)－
 測地データおよび地震活動から推定される前震およびその余効変動－，地震予知連絡
 会会報，86，309-312.
 内閣府・気象庁，2011，リーフレット「平成 23 年 3 月 24 日から東海地震に関連する情報が新しくな
 りました」，<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/toukai/index.html>.
 南海トラフの巨大地震モデル検討会，2011，南海トラフの巨大地震モデル検討会 中間とり
 まとめ，http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai_trough/chukan_matome.pdf.
 南海トラフの巨大地震モデル検討会，2012a，南海トラフの巨大地震による震度分布・津波
 高について（第一次報告），
http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai_trough/1st_report.pdf.
 南海トラフの巨大地震モデル検討会，2012b，南海トラフの巨大地震モデル検討会（第二次
 報告）強震断層モデル編－強震断層モデルと震度分布について－，
http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai_trough/pdf/20120829_2nd_report05.pdf.
 西村卓也，2011，第 189 回地震予知連絡会についての報告，日本地震学会ニュースレター，
 23，14-16.

- 西村卓也, 2012, 測地観測データに基づく東北日本の最近 120 年間の地殻変動, 地質学雑誌, 118, 278-293.
- 日本地震学会理事会, 2012, 日本地震学会の改革に向けて: 行動計画 2012, <http://www.zisin.jp/pdf/SSJplan2012.pdf>.
- 野村俊一・内田直希・尾形良彦, 2013, 時空間非定常 BPT モデルによる北日本太平洋沖沈み込み帯の小繰り返し地震 (1993.7.15-2011.3.10) の解析例 (2) - 特に主要地震の前と後の変化について -, 地震予知連絡会報, 90, 54-57.
- 弘瀬冬樹・前田憲二, 2010, 東海地域および豊後水道の長期的スロースリップイベントの再現, 日本地震学会講演予稿集, B32-06.
- 弘瀬冬樹・前田憲二, 2011, 東北太平洋沈み込み帯の b 値の時空間変化, 日本地球惑星科学連合 2011 年度連合大会予稿集, MIS036-P96.
- 藤田尚美・藤井陽一郎, 1979, 地震予知連絡会 10 年のあゆみ, 国土地理院, 41-43.
- 日置幸介・菅原守・大関優・岡崎郁也, 2010, GPS-TEC 法による地球物理学, 測地学会誌, 56, 125-134.
- 日置幸介, 2011, 超高層大気は巨大地震の発生を知っていたか?, 科学, 81, 1063-1064.
- 防災科学技術研究所 (廣瀬仁), 2011a, 2011 年東北地方太平洋沖地震前の傾斜記録, 地震予知連絡会会報, 86, 298-302.
- 防災科学技術研究所 (木村尚紀・廣瀬), 2011b, 房総半島沖スロースリップイベント (2011 年 10 - 11 月), 地震予知連絡会報, 87, 185-190.
- 前田憲二・弘瀬冬樹, 2011, 前震の経験則に基づく東北地方太平洋沖地震の予測可能性, 日本地震学会講演予稿集, P3-10.
- 茂木清夫, 1982, 1944 年東南海地震直前の前兆的地殻変動の時間的变化, 地震第 2 輯, 35, 145-8.
- 茂木清夫, 2000, 地震予知連絡会 30 年のあゆみ, 国土地理院, 1-33.
- 吉川澄夫, 2011, 平成 23 年東北地方太平洋沖地震前の地震活動静穏化現象, 日本地震学会講演予稿集, A32-07.
- 吉川澄夫・林元直樹, 2012, 2011 年東北地方太平洋沖地震前の静穏化現象一再考, 日本地球惑星科学連合 2012 年連合大会予稿集, SSS25-03.
- 力武常次, 1979, 地震予知連絡会 10 年のあゆみ, 国土地理院, 39-40.
- Ando R. and K. Imanishi, 2011, Possibility of Mw 9.0 mainshock triggered by diffusional propagation of after-slip from Mw 7.3 foreshock, *Earth Planets Space*, 63, 767-771, doi:10.5047/eps.2011.05.016.
- Ariyoshi, K., N. Uchida, T. Matsuzawa, R. Hino, A. Hasegawa, T. Hori and Y. Kaneda, 2014, A trial estimation of frictional properties, focusing on aperiodicity off Kamaishi just after the 2011 Tohoku earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 41(23), 8325-8334, doi:10.1002/2014GL061872.
- Ariyoshi, K., T. Matsuzawa, J. P. Ampuero, R. Nakata, T. Hori, Y. Kaneda, R. Hino and

- A. Hasegawa, 2012, Migration process of very low-frequency events based on a chain-reaction model and its application to the detection of preseismic slip for megathrust earthquakes, *Earth Planets Space*, *64*, 693-702.
- Bedford, J., M. Moreno, B. Schurr, M. Bartsch and O. Oncken, 2015, Investigating the final seismic swarm before the Iquique-Pisagua 2014 Mw 8.1 by comparison of continuous GPS and seismic foreshock data, *Geophys. Res. Lett.*, *42*, 3820–3828, doi:10.1002/2015GL063953.
- Bouchon, M., V. Durand, D. Marsan, H. Karabulut, and J. Schmittbuhl, 2013, The long precursory phase of most large interplate earthquakes. *Nature geoscience*, *6*(4), 299-302, doi: 10.1038/ngeo1770.
- Bürgmann, R., N. Uchida, Y. Hu and T. Matsuzawa, 2016, Tohoku rupture reloaded?. *Nature Geoscience*, *9*(3), 183-184, doi: 10.1038/ngeo2649.
- Cifuentes I. L. and P.G. Silver, 1989, Low-Frequency Source Characteristics of the Great 1960 Chilean Earthquake, *J. Geophys. Res.*, *94*, 643-63.
- Dieterich, J. H., 1979, Modeling of rock friction:1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, *84*(B5), 2161–2168, doi:10.1029/JB084iB05p02161.
- Elliot, J. R., et al., Himalayan megathrust geometry and relation to topography revealed by the Gorkha earthquake, *Nat. Geosci.*, *9*, 174-180, doi:10.1038/ngeo2623, 2016.
- Fletcher, J.M., et al., The role of a keystone fault in triggering the complex El Mayor-Cucapah earthquake rupture, *Nat. Geosci.*, *9*, 303-307, doi:10.1038/ngeo2660, 2016.
- Fujiwara, H., M. Kamogawa, M. Ikeda, J. Y. Liu, H. Sakata, Y. I. Chen, H. Ofuruton, S. Muramatsu, Y. J. Chuo and Y. H. Ohtsuki, 2004, Atmospheric anomalies observed during earthquake occurrences, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L17110, doi:10.1029/2004GL019865.
- GNS Science, Earthquake hazard modelling,
<https://www.gns.cri.nz/Home/Our-Science/Natural-Hazards/Earthquakes/Earthquake-hazard-modelling>.
- Goltz, J. D., A further note on operational earthquake forecasting: an emergency management perspective, *Seismol. Res. Lett.*, *86*, *5*, 1231-1233, doi:10.1785/0220150080, 2015.
- Hamling, I. J., et al., Complex multifault rupture during the 2016 Mw 7.8 Kaikoura earthquake, New Zealand, *Science*, *356*, eaam7194, 2017.
- Han, P., K. Hattori, Q. Huang, S. Hirooka and C. Yoshino, 2016, Spatiotemporal characteristics of the geomagnetic diurnal variation anomalies prior to the 2011 Tohoku earthquake (Mw 9.0) and the possible coupling of multiple pre-earthquake phenomena, *J. Asian Earth Sciences*, *129*, 13-21.
- Hashimoto, C., A. Noda, T. Sagiya and M. Matsu'ura, 2009, Interplate seismogenic zones along the Kuril–Japan trench inferred from GPS data inversion, *Nature Geoscience*,

2(2), 141-144, doi:10.1038/NGEO421.

- Hashimoto, C., A. Noda and M. Matsu'ura, 2012, The Mw 9.0 northeast Japan earthquake: total rupture of a basement asperity, *Geophys J. Int.*, 189(1), 1-5, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05368.x.
- Hattori et al., 2012, Investigation of ULF Seismo-Magnetic Phenomena in Kanto, Japan During 2000–2010: Case Studies and Statistical Studies, *Surveys in Geophysics*, DOI 10.1007/s10712-012-9215-x.
- Hayes, G. P., M. W. Herman, W. D. Barnhart, K. P. Furlong, S. Riquelme, H. M. Benz, E. Bergman, S. Barrientos, P. S. Earle and S. Samsonov, 2014, Continuing megathrust earthquake potential in Chile after the 2014 Iquique earthquake, *Nature Geoscience*, 512, 295-298, doi:10.1038/nature13677.
- He, L., L. Wu, S. Pulnits, S. Liu and F. Yang, 2012, A nonlinear background removal method for seismo-ionospheric anomaly analysis under a complex solar activity scenario: A case study of the M9.0 Tohoku earthquake, *Advances in Space Research*, 50, 211-220.
- Heki, K., 2011, Ionospheric electron enhancement preceding the 2011 Tohoku - Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L17312, doi:10.1029/2011GL047908.
- Heki, K. and Y. Enomoto, 2015, Mw dependence of the preseismic ionospheric electron enhancements, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 120(8), 7006-7020, doi:10.1002/2015JA021353.
- Herman, M. W., K. P. Furlong, G. P. Hayes and H. M. Benz, 2016, Foreshock triggering of the 1 April 2014 Mw8.2 Iquique, Chile, earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, 447, 119-129, doi:10.1016/j.epsl.2016.04.020.
- Hino, R., D. Inazu, Y. Ohta, Y. Ito, S. Suzuki, T. Iinuma, Y. Osada, M. Kido, H. Fujimoto and Y. Kaneda, 2014, Was the 2011 Tohoku-Oki earthquake preceded by aseismic preslip? Examination of seafloor vertical deformation data near the epicenter, *Mar. Geophys Res.*, 35(3), 181-190, doi:10.1007/s11001-013-9208-2.
- Hori, T., 2006, Mechanisms of separation of rupture area and variation in time interval and size of great earthquakes along the Nankai Trough, southwest Japan, *J. Earth. Siml.*, 5, 8-19.
- Hori, T. and S. Miyazaki, 2011, A possible mechanism of M 9 earthquake generation cycles in the area of repeating M 7~ 8 earthquakes surrounded by aseismic sliding, *Earth, planets and space*, 63(7), 773-777, doi:10.5047/eps.2011.06.022.
- Hori, T., M. Hyodo, R. Nakata, S. Miyazaki and Y. Kaneda. 2014. A forecasting procedure for plate boundary earthquakes based on sequential data assimilation, *Oceanography*, 27(2), 94–102, doi:http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2014.44.
- Hyodo, M., T. Hori and Y. Kaneda, 2016, A possible scenario for earlier occurrence of the next Nankai earthquake due to triggering by an earthquake at Hyuga-nada, off southwest Japan, *Earth, Planets and Space*, 68(1), 1-17, doi:10.1186/s40623-016-

0384-6.

- IASPEI, 2011, IASPEI Resolutions (2011 Scientific Assembly, Melbourne, Australia), http://www.iaspei.org/resolutions/resolutions_2011_melbourne.pdf.
- Ide, S., and H. Aochi, 2005, Earthquakes as multiscale dynamic ruptures with heterogeneous fracture surface energy, *J. Geophys. Res.*, **110**, B11303, doi:10.1029/2004JB003591.
- Ide, S. and Y. Tanaka, 2014, Controls on plate motion by oscillating tidal stress: Evidence from deep tremors in western Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 3842-3850, doi:10.1002/2014GL060035.
- Ide, S., S. Yabe, and Y. Tanaka, 2016, Earthquake potential revealed by tidal influence on earthquake size-frequency statistics, *Nature Geo.*, **9**, 834-838, doi:10.1038/NGEO2796.
- Igarashi, T., T. Matsuzawa and A. Hasegawa, 2003, Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **108**(B5), 2249, doi:10.1029/2002JB001920.
- Irwan, M., F. Kimata, K. Hirahara, T. Sagiya and A. Yamagiwa, 2007, Measuring ground deformations with 1-Hz GPS data: the 2003 Tokachi-oki earthquake (preliminary report), *Earth Planets Space*, **56**, 709-712, doi:10.1186/BF03353070.
- Itaba S, Kimura T, 2013, Average slip rate at the transition zone on the plate interface in the Nankai subduction zone, Japan, estimated from short-term SSE catalog, *AGU 2013 Fall Meeting*, S41B-2422.
- Ito, Y., R. Hino, M. Kido, H. Fujimoto, Y. Osada, D. Inazu, Y. Ohta, T. Iinuma, M. Ohzono, S. Miura, M. Mishina, K. Suzuki, T. Tsuji and J. Ashi, 2013, Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Tectonophysics*, **600**, 14-26.
- Ito, Y., R. Hino, S. Suzuki and Y. Kaneda, 2015, Episodic tremor and slip near the Japan Trench prior to the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 1725-1731, doi:10.1002/2014GL062986.
- Jordan T. H., Y-T. Chen, P. Gasparin, R. Madariaga, I. Mai, W. Marzocchi, G. Papadopoulos, G. Sobolev, K. Yamaoka, J. Zschau, 2011, Operational earthquake forecasting: state of knowledge and guidelines for utilization, report by the International Commission on Earthquake Forecasting for Civil Protection, Rome, Italy, *Ann. Geophys* **54**(4), 315-391.
- Kakinami, Y., M. Kamogawa, Y. Tanioka, S. Watanabe, A. R. Gusman, J.-Y. Liu, Y. Watanabe and T. Mogi, 2012, Tsunamigenic ionospheric hole, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L00G27, doi:10.1029/2011GL050159.
- Kamogawa, M., 2006, Preseismic Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling, *EOS*, Vol. 87, No. 40, 3.

- Kanamori H., and J. J. Cipar, 1974, Focal Process of the Great Chilean Earthquake May 22, 1960, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 9, 128-136.
- Kato, A., J. Fukuda, T. Kumazawa and S. Nakagawa, 2016, Accelerated nucleation of the 2014 Iquique, Chile Mw 8.2 Earthquake, *Scientific Reports*, 6, doi: 10.1038/srep24792.
- Kato, A., K. Obara, T. Igarashi, H. Tsuruoka, S. Nakagawa and N. Hirata, 2012, Propagation of slow slip leading up to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*, 335, 705-708, doi: 10.1126/science.1215141.
- Kato, A. and Nakagawa, S., 2014, Multiple slow - slip events during a foreshock sequence of the 2014 Iquique, Chile Mw 8.1 earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 41(15), 5420-5427, doi: 10.1002/2014GL061138.
- Kato, N., 2003, A possible model for large preseismic slip on a deeper extension of a seismic rupture plane, *Earth and Planetary Science Letters*, 216 (2003), 17-25.
- Kato, N., 2003, Repeating Slip Events at a Circular Asperity: Numerical Simulation with a Rate- and State-Dependent Friction Law, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 78, 151-166.
- Kato, N., 2004, Interaction of slip on asperities: Numerical simulation of seismic cycles on a two-dimensional planar fault with nonuniform frictional property, *J. Geophys. Res.*, 109, B12306, doi:10.1029/2004JB003001.
- Kato, N., 2012, Fracture energies at the rupture nucleation points of large interplate earthquakes, *Earth and Planetary Science Letters* 353–354(2012), 190–197.
- Katsumata, K., 2011, A long-term seismic quiescence started 23 years before the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M = 9.0), *Earth Planets Space*, 63, 709-712.
- Kawamura, M., Y. H. Wu, T. Kudo and C. C. Chen, 2013, Precursory migration of anomalous seismic activity revealed by the pattern informatics method: A case study of the 2011 Tohoku earthquake, *Japan. Bull. Seism. Soc. Am.*, 103(2B), 1171-1180, doi: 10.1785/0120120094.
- Lay, T., Y. Lingling, H. Kanamori, Y. Yamazaki, K. F. Cheung and C. J. Ammon, 2013, The February 6, 2013 Mw 8.0 Santa Cruz Islands earthquake and tsunami, *Tectonophysics*, 608, 1109–1121.
- Le, H., J. Y. Liu and L. Liu, 2011, A statistical analysis of ionospheric anomalies before 736 M6.0+ earthquakes during 2002–2010, *J. Geophys. Res.*, 116, A02303, doi:10.1029/2010JA015781.
- Linde A. T. and P. G. Silver, 1989, Elevation Changes and the Great 1960 Chilean Earthquake: Support for Aseismic Slip, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 1305-8.
- Lippiello, E., W. Marzocchi, L. de Arcangelis, and C. Godano, 2012, Spatial organization of foreshocks as a tool to forecast large earthquakes, *Scientific Rep.*, 2, 846, doi: 10.1038/srep00846.
- Liu J. Y., Y. I. Chen, S. A. Pulinets, Y. B. Tsai and Y. J. Chuo, 2000, Seismo-ionospheric

- signatures prior to $M \geq 6.0$ Taiwan earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, *27*, 3113-3116.
- Liu J. Y., Y. I. Chen, Y. J. Chuo and C. S. Chen, 2006, A statistical investigation of preearthquake ionospheric anomaly, *J. Geophys. Res.*, *111*, A05304, doi:10.1029/2005JA011333.
- Madariaga, R., M. Métois, C. Vigny and J. Campos, 2010, Central Chile Finally Breaks, *Science*, *328*(5975), 181-182, doi:10.1126/science.1189197.
- Maeda, K., 1996, The use of foreshocks in probabilistic prediction along the Japan and Kuril trenches, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *86*, 242-254.
- Maeda, K., and F. Hirose, 2012, Prediction Performance of Empirically Defined Foreshocks and Its Application to the 2011 Off Tohoku Earthquake, Abstracts of international symposium on statistical modeling and real-time probability forecasting for earthquakes, 14.
- Marsan, D., T. Reverso, A. Helmstetter and B. Enescu, 2013, Slow slip and aseismic deformation episodes associated with the subducting Pacific plate offshore Japan, revealed by changes in seismicity, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *118*, 4900-4909, doi:10.1002/jgrb.50323.
- Mavrommatis, A. P., P. Segall and K. M. Johnson, 2014, A decadal-scale deformation transient prior to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, *41*, 4486-4494, doi:10.1002/2014GL060139.
- Mavrommatis, A. P., P. Segall, N. Uchida and K. M. Johnson, 2015, Long-term acceleration of aseismic slip preceding the Mw 9 Tohoku-oki earthquake: Constraints from repeating earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, *42*, 9717-9725, doi:10.1002/2015GL066069.
- Matsuzawa, T., H. Hirose, B. Shibazaki and K. Obara, 2010, Modeling short- and long-term slow slip events in the seismic cycles of large subduction earthquakes, *J. Geophys. Res.*, *115*, B12301, doi:10.1029/2010JB007566.
- Melbourne, T. E., and F. H. Webb, 2002, Precursory transient slip during the 2001 Mw =8.4 Peru earthquake sequence from continuous GPS, *Geophys. Res. Lett.*, *29*, doi:10.1029/2002GL015533.
- Meng, L., H. Huang, R. Bürgmann, J. P. Ampuero and A. Strader, 2015, Dual megathrust slip behaviors of the 2014 Iquique earthquake sequence, *Earth and Planetary Science Letters*, *411*, 177-187, doi:10.1016/j.epsl.2014.11.041.
- Mitsui, Y., N. Kato, Y. Fukahata and K. Hirahara, 2012, Megaquake cycle at the Tohoku subduction zone with thermal fluid pressurization near the surface, *Earth and Planetary Science Letters*, *325-326*, 21-26.
- Miyagi, Y., T. Ozawa and M. Shimada, 2009, Crustal deformation associated with an M8.1 earthquake in the Solomon Islands, detected by ALOS/PALSAR, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *287*, 385-391.
- Mogi, K., 1984, Temporal Variation of Crustal Deformation During the Days Preceding a

- Thrust-type Great Earthquake - The 1944 Tonankai Earthquake of Magnitude 8.1, Japan, *PAGEOGH*, 122, 765-780.
- Moriya, T., T. Mogi and M. Takada, 2010, Anomalous pre-seismic transmission of VHF-band radio waves resulting from large earthquakes, and its statistical relationship to magnitude of impending earthquakes, *Geophys. J. Int.*, 180, 858–870, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04461.x.
- Murakami, M., H. Suito, S. Ozawa and M. Kaidzu, 2006, Earthquake triggering by migrating slow slip initiated by M8 earthquake along Kuril trench, *Japan, Geophys. Res. Lett.*, 33, L09306, doi:10.1029/2006GL025967.
- Nakata, R., T. Hori, M. Hyodo and K. Ariyoshi, 2016, Possible scenarios for occurrence of M~ 7 interplate earthquakes prior to and following the 2011 Tohoku-Oki earthquake based on numerical simulation, *Scientific Reports*, 6, doi:10.1038/srep25704.
- Nakatani, M., 2001, Conceptual and physical clarification of rate and state friction: Frictional sliding as a thermally activated rheology, *J. Geophys. Res.*, 106(B7), 13,347–13,380, doi:10.1029/2000JB900453.
- Nanjo, K. Z., N. Hirata, K. Obara and K. Kasahara, 2012, Decade-scale decrease in b value prior to the M9-class 2011 Tohoku and 2004 Sumatra quakes, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L20304, doi:10.1029/2012GL052997.
- Němec, F., O. Santolík and M. Parrot, 2009, Decrease of intensity of ELF/VLF waves observed in the upper ionosphere close to earthquakes: A statistical study, *J. Geophys. Res.*, 114, A04303, doi:10.1029/2008JA013972.
- Noda, H. and N. Lapusta, 2013, Stable creeping fault segments can become destructive as a result of dynamic weakening. *Nature*, 493(7433), 518-521, doi: 10.1038/nature11703.
- Noda, H. and T. Hori, 2014, Under what circumstances does a seismogenic patch produce aseismic transients in the later interseismic period?, *Geophys. Res. Lett.*, 41(21), 7477-7484, doi:10.1002/2014GL061676.
- Noda, H., M. Nakatani and T. Hori, 2013, Large nucleation before large earthquakes is sometimes skipped due to cascade - up - Implications from a rate and state simulation of faults with hierarchical asperities. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 118(6), 2924-2952, doi:10.1002/jgrb.50211.
- Noda, H., M. Nakatani and T. Hori. 2014, Coseismic visibility of a small fragile patch involved in the rupture of a large patch-implications from fully dynamic rate-state earthquake sequence simulations producing variable manners of earthquake initiation, *Progress in Earth and Planetary Science*, 1(1), 1, doi:10.1186/2197-4284-1-8.

- Ogata, Y., 1988, Statistical model for earthquake occurrences and residual analysis for point processes, *J. Amer. Statist. Assoc.*, 83, 9-27.
- Ogata, Y., 1998, Space-time point-process models for earthquake occurrences, *Ann. Inst. Statist. Math.*, 50, 379-402.
- Ogata, Y., T. Utsu and K. Katsura, 1996, Statistical discrimination of foreshocks from other earthquake clusters, *Geophys. J. Int.*, 127, 17-30.
- Ogata, Y., 2004, Space-time model for regional seismicity and detection of crustal stress changes, *J. Geophys. Res.*, 109, B03308, doi:10.1029/2003JB002621.
- Ogata, Y., 2011, Significant improvements of the space-time ETAS model for forecasting of accurate baseline seismicity, *Earth Planets Space*, 63, 217-229.
- Ogata, Y. and J. Zhuang, 2006, Space-time ETAS models and an improved extension, *Tectonophysics*, 413, 13-23, doi:10.1016/j.tecto.2005.10.016.
- Ohnaka, M., Y. Kuwahana, K. Yamamoto and T. Hirasawa, 1986, Dynamic breakdown processes and the generating mechanism for high-frequency elastic radiation during stick-slip instabilities, in Earthquakes Source Mechanics (eds Das, S., Boatwright, J. & Scholz, C.) 13–24 (AGU Monogr. 37, Am. Geophys. Un., Washington DC, 1986).
- Ohta, Y., R. Hino, D. Inazu, M. Ohzono, Y. Ito, M. Mishina, T. Iinuma, J. Nakajima, Y. Osada, K. Suzuki, H. Fujimoto, K. Tachibana, T. Demachi and Satoshi Miura, 2012, Geodetic constraints on afterslip characteristics following the March 9, 2011, Sanriku-oki earthquake, *Japan, Geophys. Res. Lett.*, vol. 39, L16304, doi:10.1029/2012GL052430.
- Orihara, Y., M. Kamogawa, and T. Nagao and S. Uyeda, 2012, Pre-seismic anomalous telluric current signals observed in Kozu-shima Island, Japan., *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, doi:10.1073/pnas.1215669109.
- Orihara, Y., M. Kamogawa and T. Nagao, 2014, Preseismic Changes of the level and temperature of confined groundwater related to the 2011 Tohoku earthquake, *Scientific Reports*, 4, 6907, doi:10.1038/srep06907.
- Ozawa, S., T. Nishimura, H. Munekane, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita and T. Imakiire, 2012, Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, 117, B07404, doi:10.1029/2011JB009120.
- Ouzounov D, Pulinet S, Romanov A, Romanov A, Tsybulya K, Davidenko D, Kafatos M, Taylor P, 2011, Atmosphere-ionosphere response to the M9 Tohoku earthquake revealed by multi-instrument space-borne and ground observations: Preliminary results, *Earthquake Science*, 24, 557-564.
- Ruina, A., 1983, Slip instability and state variable friction laws, *J. Geophys. Res.*, 88(B12), 10,359–10,370, doi:10.1029/JB088iB12p10359.
- Ruiz, S., M. Metois, A. Fuenzalida, J. Ruiz, F. Leyton, R. Grandin, C. Vigny, R. Madariaga

- and J. Campos, Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake, *Science*, 345(6201), 1165-1169, doi: 10.1126/science.1256074.
- Sato, M., M. Fujita, Y. Matsumoto, T. Ishikawa, H. Saito, M. Mochizuki and A. Asada, 2013, Interplate coupling off northeastern Japan before the 2011 Tohoku-oki earthquake, inferred from seafloor geodetic data, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118, 3860-3869, doi:10.1002/jgrb.50275.
- Scholz, C. H., 2002, , The mechanics of earthquakes and faulting, 2nd ed., *Cambridge Univ. Press*, New York.
- Schurr, B., G. Asch, S. Hainzl, J. Bedford, A. Hoechner, M. Palo, R. Wang, M. Moreno, M. Bartsch, Y. Zhang, O. Oncken, F. Tilmann, T. Dahm, P. Victor, S. Barrientos and J. Vilotte, 2014, Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake, *Nature Geoscience*, 512, 299-302, doi:10.1038/nature13681.
- Shebalin, P., V. Keilis-Borok and I. Zaliapin, 2004, Advance short-term prediction of the large Tokachi-oki earthquake, September 25, 2003, M = 8.1 A case history, *Earth Planets Space*, 56(8), pp. 715-724.
- Shibazaki, B., S. Bu, T. Matsuzawa and H. Hirose, 2010, Modeling the activity of short-term slow slip events along deep subduction interfaces beneath Shikoku, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, 115, B00A19, doi:10.1029/2008JB006057.
- Shibazaki, B. and Y. Iio, 2003, On the physical mechanism of silent slip events along the deeper part of the seismogenic zone, *Geophys. Res. Lett.*, vol.30, no.9, 1489, doi:10.1029/2003GL017047.
- Socquet, A., J. Valdes, J. P. Jara, F. Cotton, A. Walpersdorf, N. Cotte, S. Specht, F. Culaciati, D. Carrizo and E. Norabuena, 2017, An 8-month slow slip event triggers progressive nucleation of the 2014 Chile megathrust, *AGU journal*, doi: 10.1002/2017GL073023.
- Special Issue of Earth, Planets and Space, Earthquake Forecast Testing Experiment in Japan (I), Vol. 63 (No. 3), pp. 157-324, 2011; (II), Vol. 64 (No. 8), pp. 661-716, 2012.
- Suito, H., T. Nishimura, M. Tobita, T. Imakiire and S. Ozawa, 2011, Interplate fault slip along the Japan Trench before the occurrence of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake as inferred from GPS data, *Earth Planets Space*, 63, 615-619.
- Sun, T., K. Wang, T. Iinuma, R. Hino, J. He, H. Fujimoto and Y. Hu, 2014, Prevalence of viscoelastic relaxation after the 2011 Tohoku-oki earthquake, *Nature Geoscience*, 514(7520), 84-87, doi:10.1038/nature13778.
- Sun, T. and K. Wang, 2015,. Viscoelastic relaxation following subduction earthquakes and its effects on afterslip determination. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 120(2), 1329-1344, doi:10.1002/2014JB011707.
- Swanson M. T., 2006, Late Paleozoic strike-slip faults and related vein arrays of Cape Elizabeth, Maine, *J. Struct. Geol.*, 28, 456-473.
- Tanaka, S., 2012, Tidal triggering of earthquakes prior to the 2011 Tohoku-Oki

- earthquake (Mw 9.1), *Geophys. Res. Lett.*, *39*, L00G26, doi:10.1029/2012GL051179.
- Tarasov, N. T. and N. V. Tarasova, 2004, Spatial-temporal structure of seismicity of the North Tien Shan and its change under effect of high energy electromagnetic pulses, *Ann. Geophys.*, *47*, 199-212.
- Tarasov, N. T., 1997, Crustal Seismicity Variation under Electric Action, *Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Science/Earth Science Sections*, *353A*, 445-448.
- Tormann, T., B. Enescu, J. Woessner and S. Wiemer, 2015, Randomness of megathrust earthquakes implied by rapid stress recovery after the Japan earthquake, *Nature Geoscience*, *8*(2), 152-158, doi: 10.1038/ngeo2343.
- Tormann, T., S. Wiemer, B. Enescu and J. Woessner, 2016, Normalized rupture potential for small and large earthquakes along the Pacific Plate off Japan, *Geophys. Res. Lett.*, *43*, 7468–7477, doi: 10.1002/2016GL069309.
- Tse, S., and J. Rice, 1986, Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties, *J. Geophys. Res.*, *91*, 9452-9472.
- Uchida, N. and T. Matsuzawa, 2013, Pre-and postseismic slow slip surrounding the 2011 Tohoku-oki earthquake rupture, *Earth and Planetary Sci. Lett.*, *374*, 81-91, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.021.
- Uchida, N., S. Yui, S. Miura, T. Matsuzawa, A. Hasegawa, Y. Motoya and M. Kasahara, 2009, Quasi-static slip on the plate boundary associated with the 2003 M8.0 Tokachi-oki and 2004 M7.1 off-Kushiro earthquakes, Japan, *Gondwana Research*, *16*, 527-533.
- Uchida, N., T. Iinuma, R. M. Nadeau, R. Bürgmann and R. Hino, 2016, Periodic slow slip triggers megathrust zone earthquakes in northeastern Japan, *Science*, *351*(6272), 488-492, doi:10.1126/science.aad3108.
- Utsu, T., 1961, Statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys. Mag.*, *30*, 521-605.
- Varotsos, P. A., N. V. Sarlis and E. S. Skordas, 2011, Natural time analysis of critical phenomena, *Proc. Nat. Acad. Sci.*, *108*, 11361-11364, doi: 10.1073/pnas.1108138108.
- Wang, K. L., Q. F. Chen, S. H. Sun and A. D. Wang, 2006, Predicting the 1975 Haicheng earthquake, *B. Seismol. Soc. Am.*, *96*, 757-795.
- Wang, W. and P. M. Shearer, 2015, No clear evidence for localized tidal periodicities in earthquakes in the central Japan region, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *120*, 6317–6328, doi: 10.1002/2015JB011937.
- Yagi, Y., R. Okuwaki, B. Enescu, S. Hirano, Y. Yamagami, S. Endo and T. Komoro, 2014, Rupture process of the 2014 Iquique Chile Earthquake in relation with the foreshock activity, *Geophys. Res. Lett.*, *41*, 4201–4206, doi:10.1002/2014GL060274.
- Yokota, Y., and K. Koketsu, 2015, A very long-term transient event preceding the 2011 Tohoku earthquake, *Nature Communications*, *6*, 5934, doi:10.1038/ncomms6934.

- Yokota Y., T. Ishikawa, S. Watanabe, T. Tashiro¹ and A. Asada, 2016, Seafloor geodetic constraints on interplate coupling of the Nankai Trough megathrust zone, *Nature Geoscience*, 17632, doi:10.1038.
- Yoshida, Y., H. Ueno, D. Muto, S. Aoki, 2011, Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data, *Earth Planet Space*, 63, 565–569, doi:10.5047/eps.2011.05.011.
- Yoshida, S., N. Kato and J. Fukuda, 2016, Forecast experiment on the Kamaishi repeating earthquakes based on numerical simulations using friction law, *Earth, Planets and Space*, 68(1), 1-14, doi:10.1186/s40623-016-0448-7.
- Xu, G., Han, P., Huang, Q., Hattori, K., Febriani, F., Yamaguchi, H., 2013. Anomalous behaviors of geomagnetic diurnal variations prior to the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake (Mw9.0). *J. Asian Earth Sciences*. 77, 59–65.

(別冊 図表集)

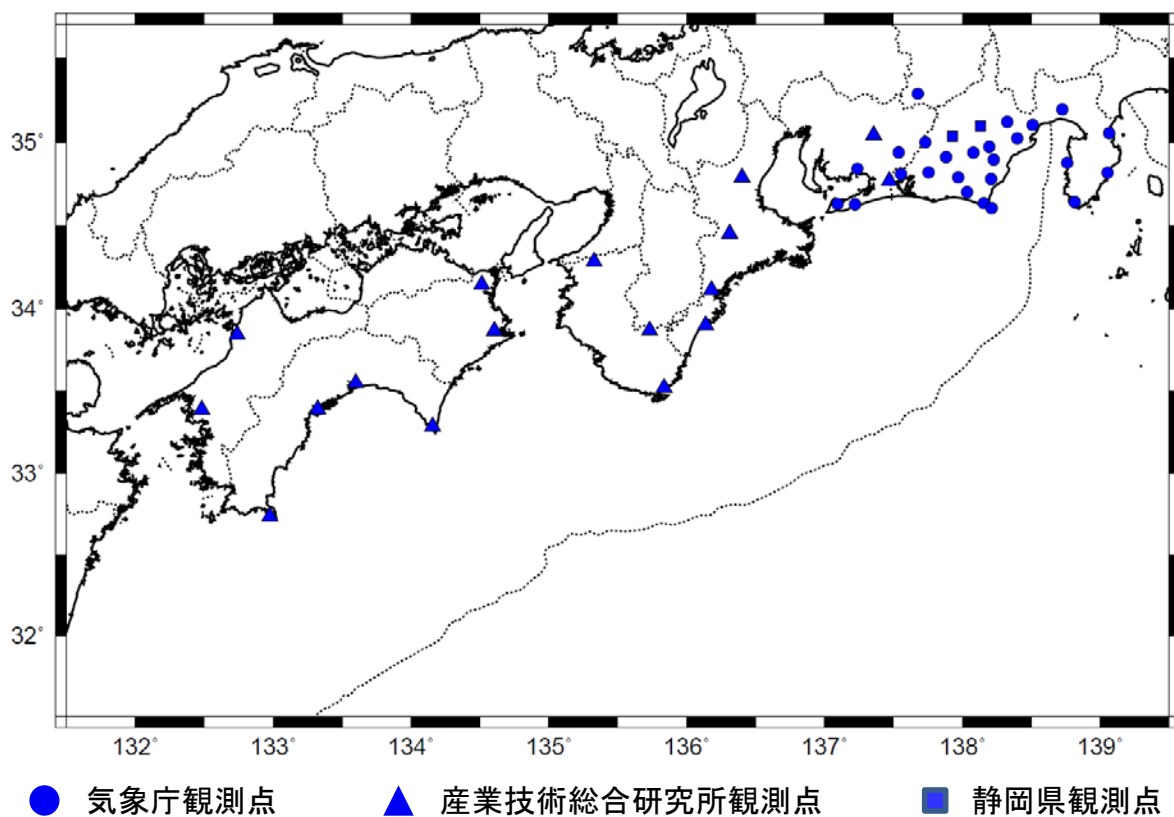


図 2-1 気象庁及び静岡県のひずみ観測点
並びに産業技術総合研究所の地下水等総合観測点

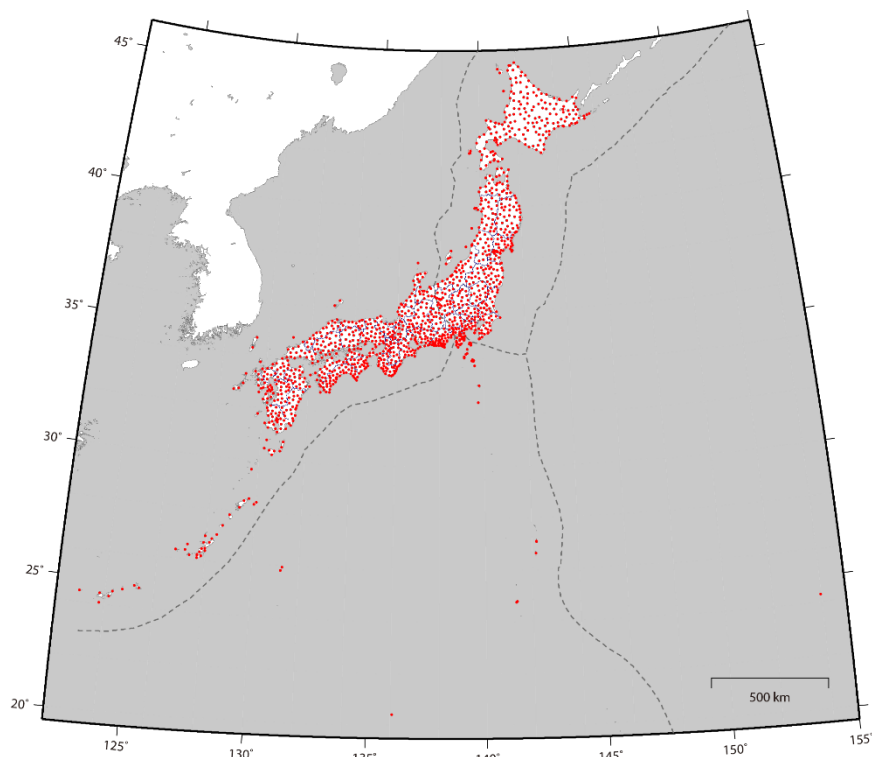


図 2-2 GEONETの観測点配置図
(国土地理院提供資料)

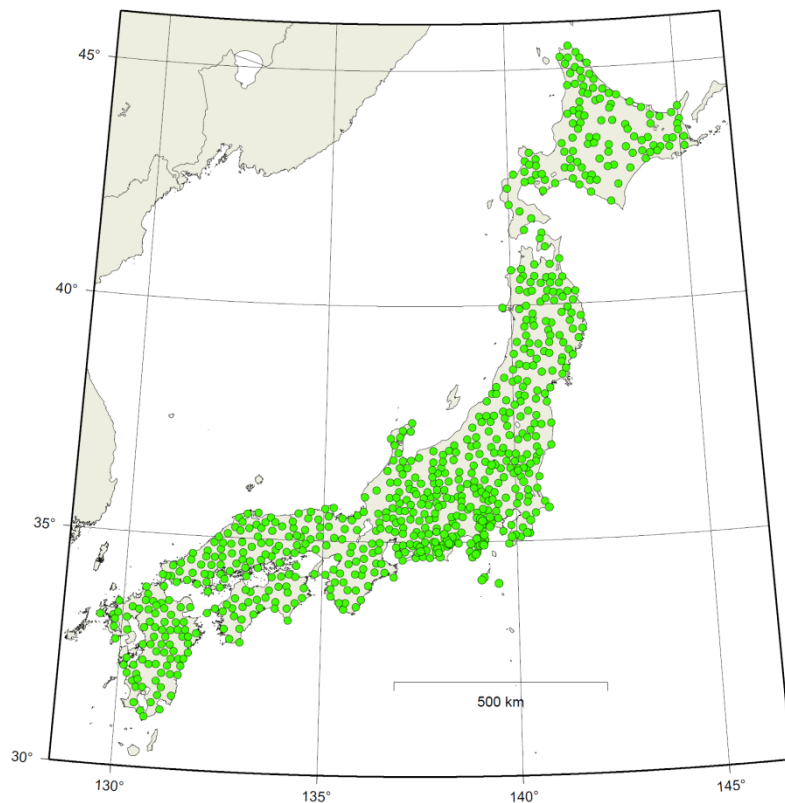


図 2-3 防災科学技術研究所 高感度地震観測網(Hi-net)
観測点配置図

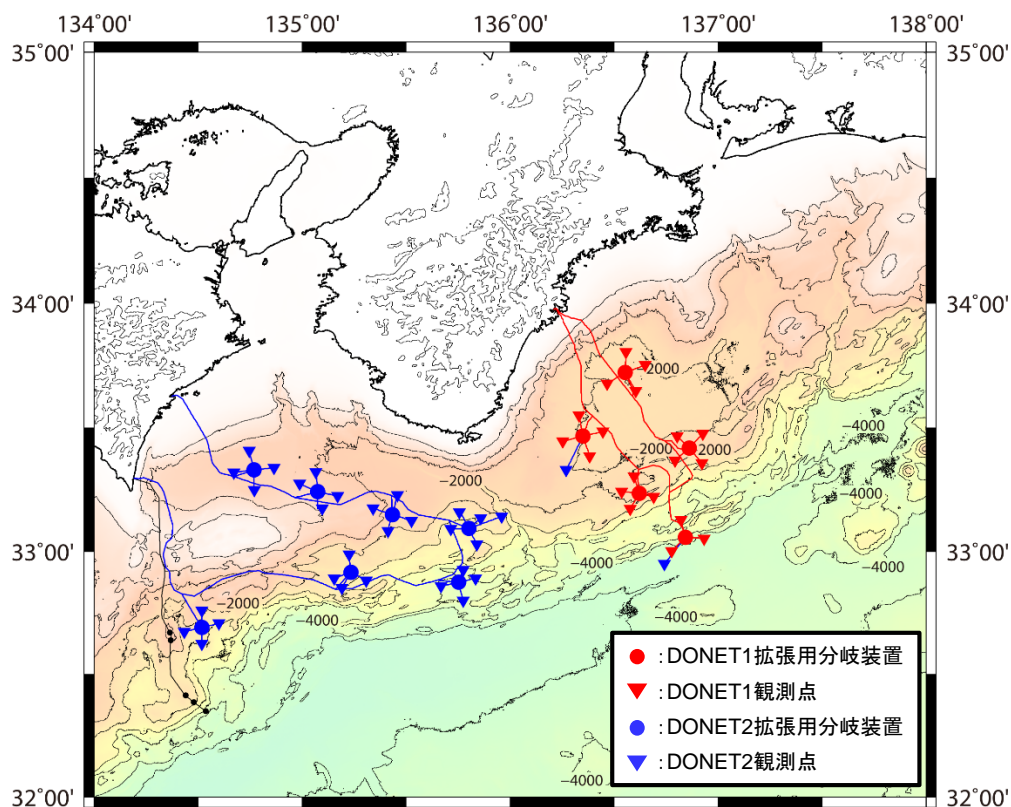


図 2-4 防災科学技術研究所 地震・津波観測監視システム(DONET)
観測点配置図

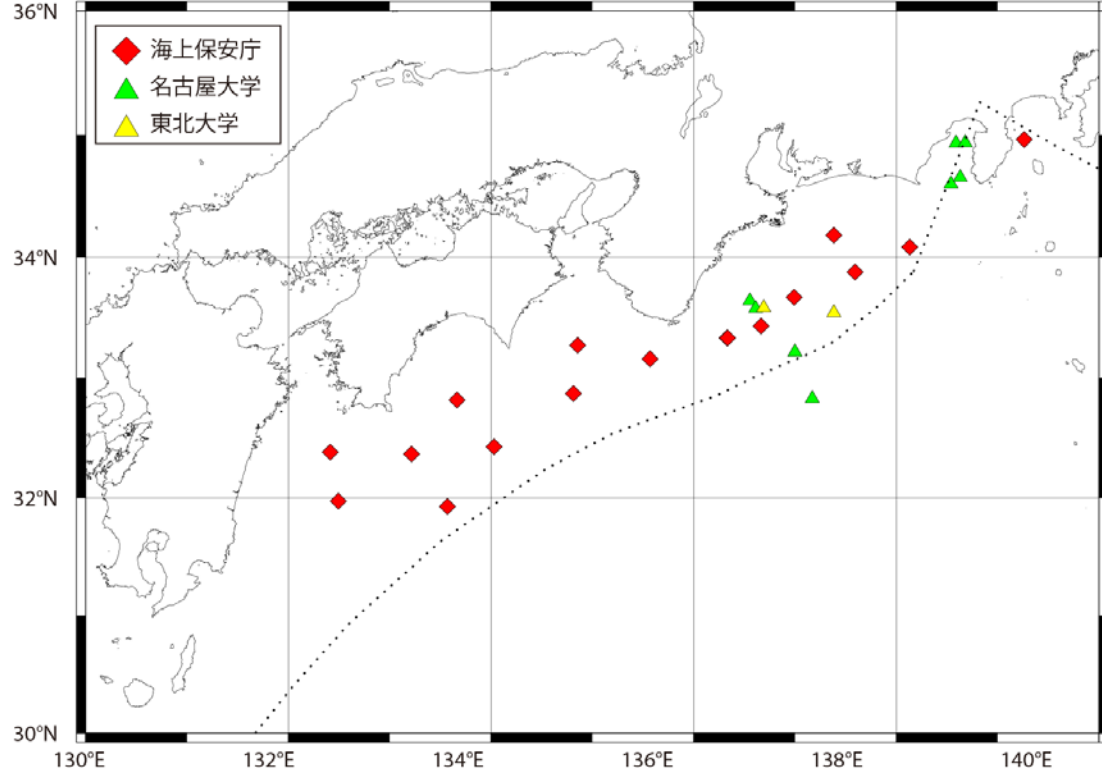


図 2-5 海底地殻変動観測網

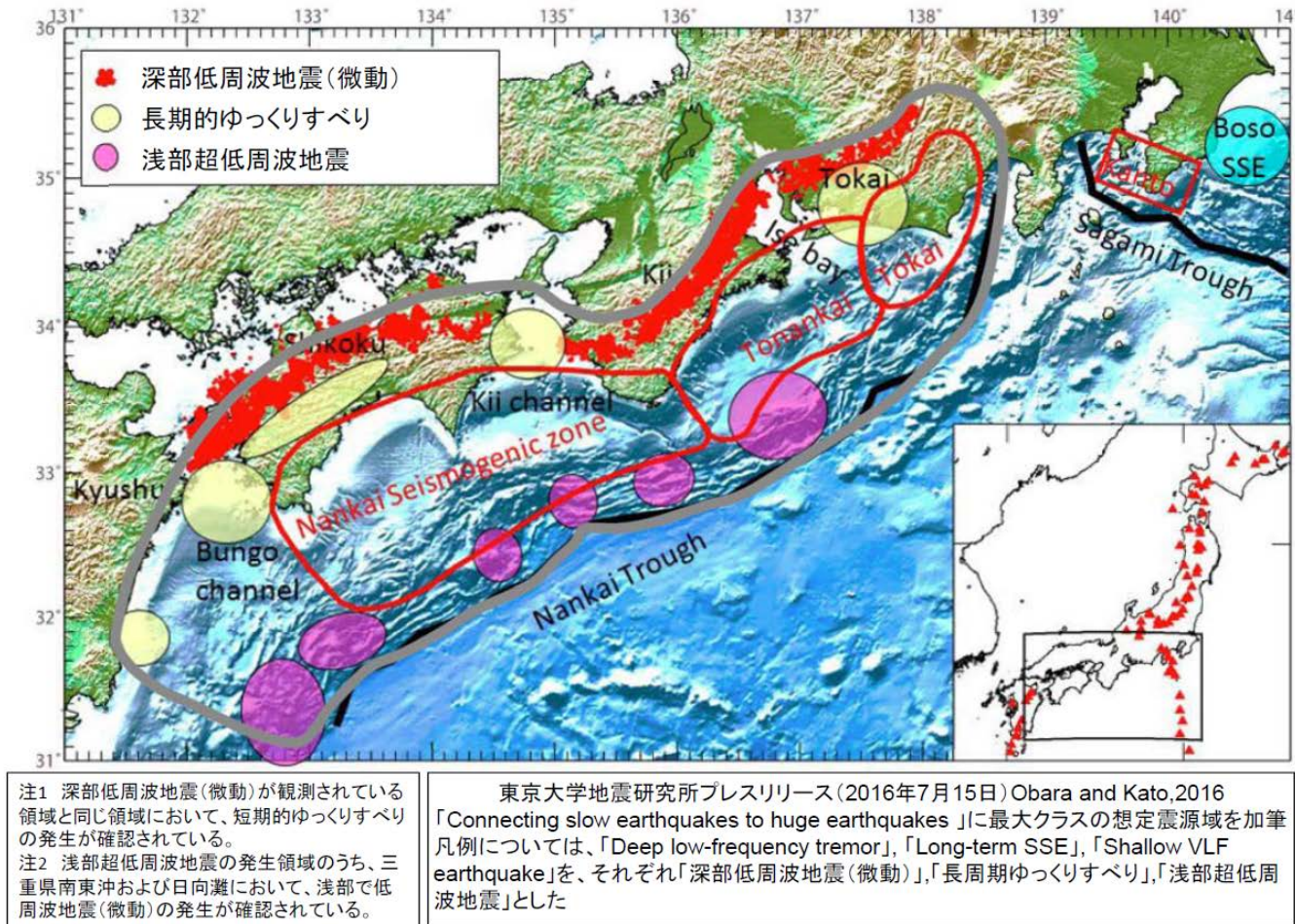


図 2-6-1 南海トラフ沿いで発生している現象(概念図)

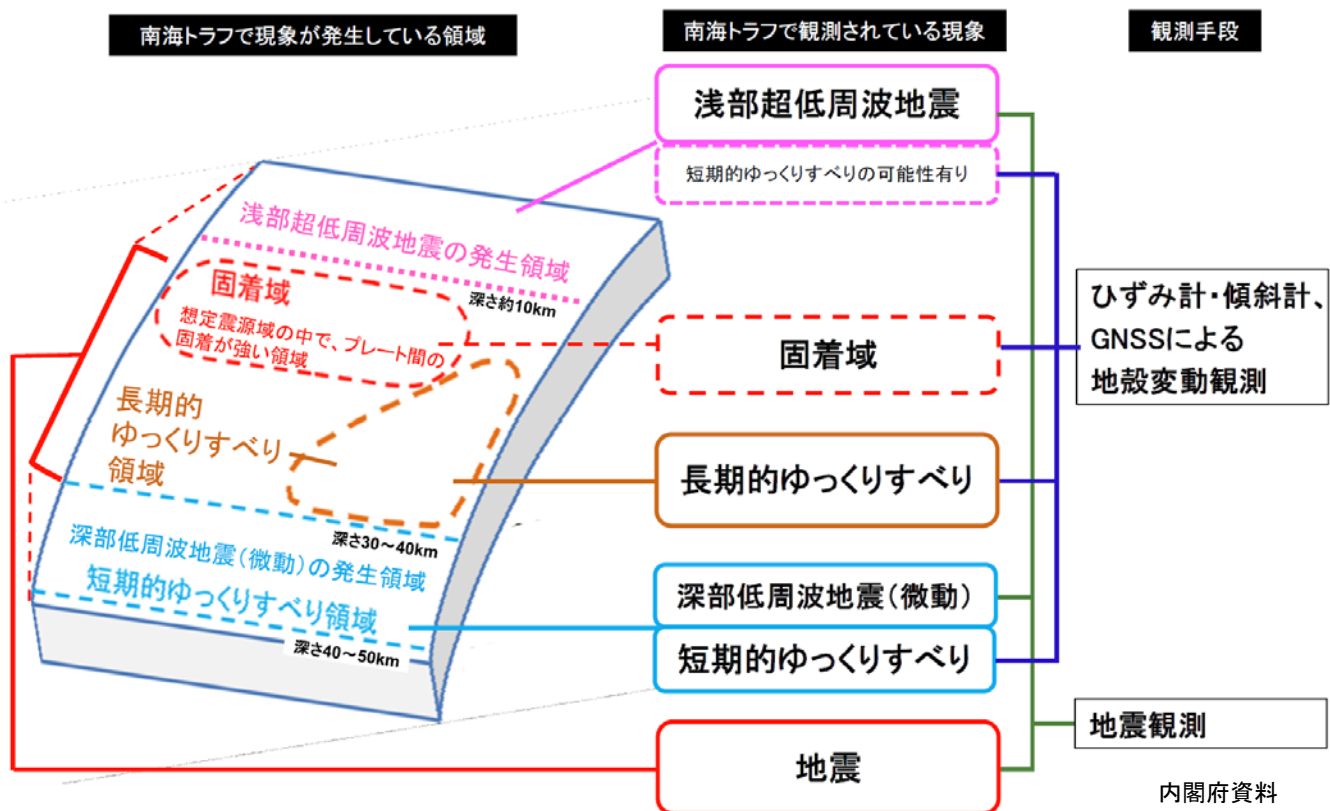


図 2-6-2 南海トラフで観測されている現象とそれらを捉える観測項目

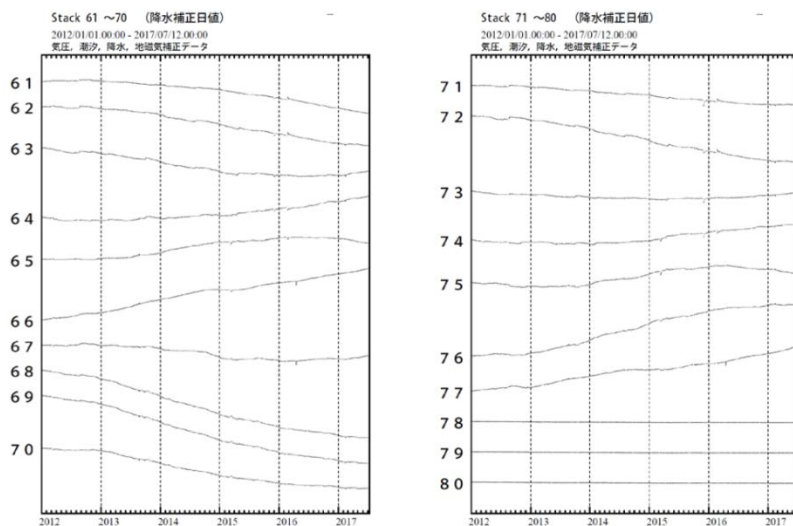


図1：日値スタッキング波形。番号は監視グリッド（図2参照）を示す。

データ：補正日値（体積ひずみ計と1998年から2002年整備の多成分ひずみ計）
 主な地震および短期的SSEによる変化をオフセットとして除去
 ひずみ計の長期変化について、指数関数で近似して補正
 ノイズレベル：2011年6月～2012年12月の、60日階差（単純な階差）の標準偏差
 理論値計算：0.15°ごとの各グリッドを中心とする、20×20kmの断層
 トレンド：2012年7月～12月の期間のトレンドを除去している

グリッドNo.65, 66 及び75～77に見られる変化が長期的ゆっくりすべりに対応していると考えられる。これらのグリッドがずべていると仮定し、グリッドサーチにより総すべり量を求めるとMw6.8相当となる。そのモーメントの時間変化を見ると2015年後半から鈍化している。

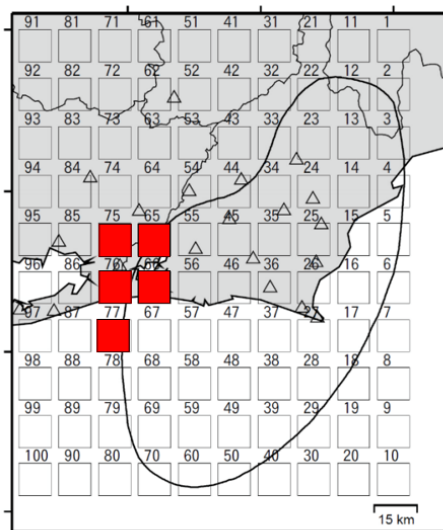


図2：グリッド配置およびすべり位置

スタッキンググリッド

(参考) 宮岡・横田, 地震2, 65, 205-218, 2012.
 宮岡・木村, 駿震時報, 79, 15-23, 2016.

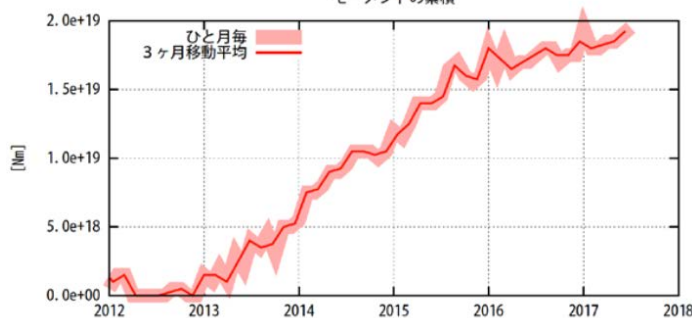
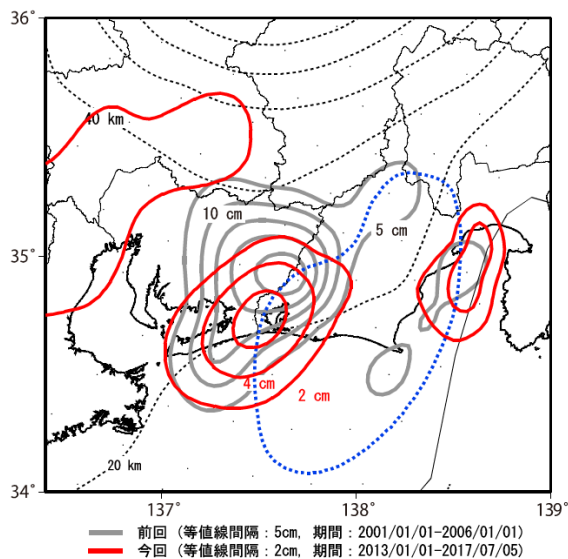


図3：グリッドサーチで求めたモーメント解放量

平成29年7月24日
 地震防災対策強化地域判定会資料

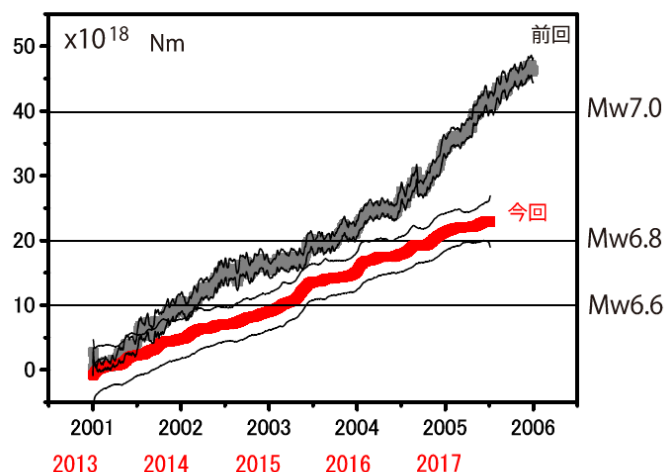
気象庁・気象研究所 作成
 国土地理院 作成

非正常地殻変動から推定される累積すべり分布及びモーメントの時間変化（暫定）
 累積すべり分布



・それぞれの期間の、累積のすべり量を等値線で示している。
 ・黒破線は、沈み込む海側プレート上面の等深線。
 ・青破線は、東海地震の想定震源域。

モーメントの時間変化



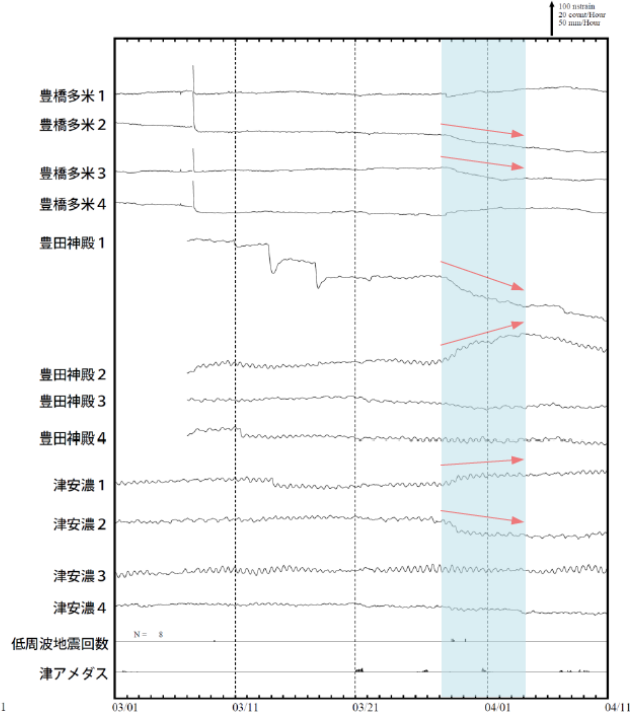
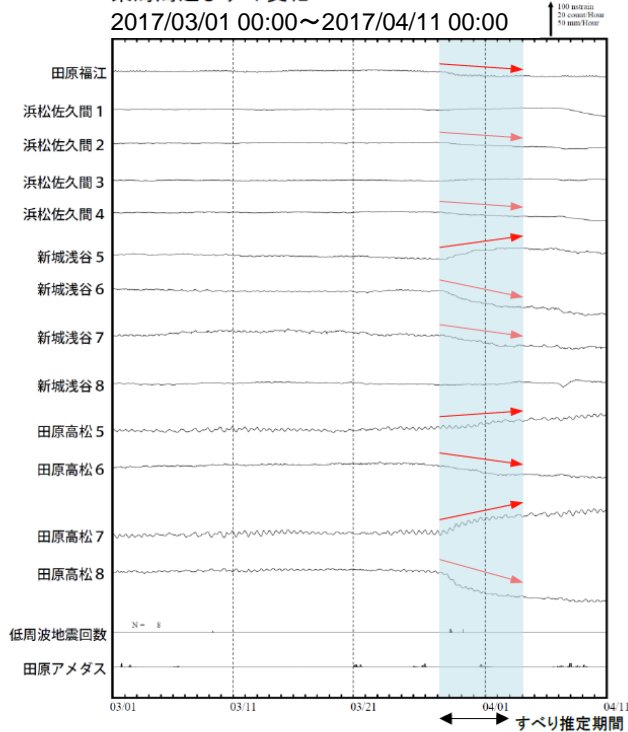
・それぞれの期間のモーメントの時間変化を、横軸を重ねて示している。

図2-6-3 南海トラフ沿いで発生している長期的ゆっくりすべりの例

ひずみ変化を説明する断層モデル候補

東海周辺ひずみ変化

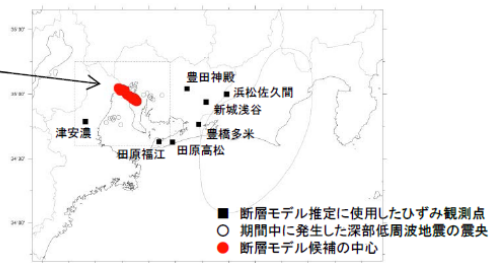
2017/03/01 00:00～2017/04/11 00:00



豊橋多米、豊田神殿、津安濃は産業技術総合研究所のひずみ計である。

ひずみ変化から推定されるすべり領域

3月28日00時～4月3日24時
Mw5.8～5.9



すべり候補領域は、中村・竹中(2004)¹⁾によるグリッドサーチの手法※により求めた。プレート境界と断層面の形状はHirose et al.(2008)²⁾による。

※ すべり候補領域の位置とその規模(Mw)を、すべりがプレート境界面上でプレートの沈み込み方向と反対に発生したと仮定し、考え得る全ての解を前提として得られる理論値と観測値を比較し、合致するものを抽出する手法

1) 中村浩二・竹中潤, 東海地方のプレート間すべり推定ツールの開発, 観震時報, 68, 25-35, 2004
2) Hirose F., J. Nakajima, A. Hasegawa, Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, J. Geophys. Res., 113, B09315, doi:10.1029/2007JB005274, 2008

気象庁作成

平成29年4月24日地震防災対策強化地域判定会資料

図 2-6-4 南海トラフ沿いで発生している短期的ゆっくりすべりの例

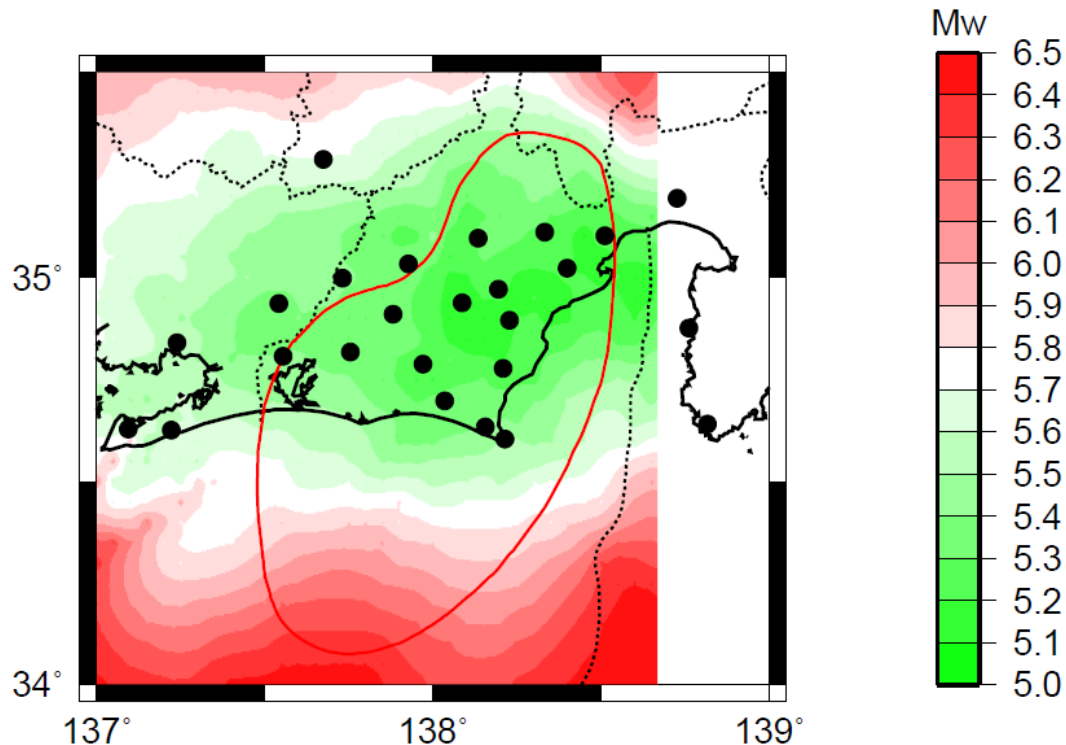


図 2-7 気象庁ひずみ観測網の検知能力
(気象庁提供資料)

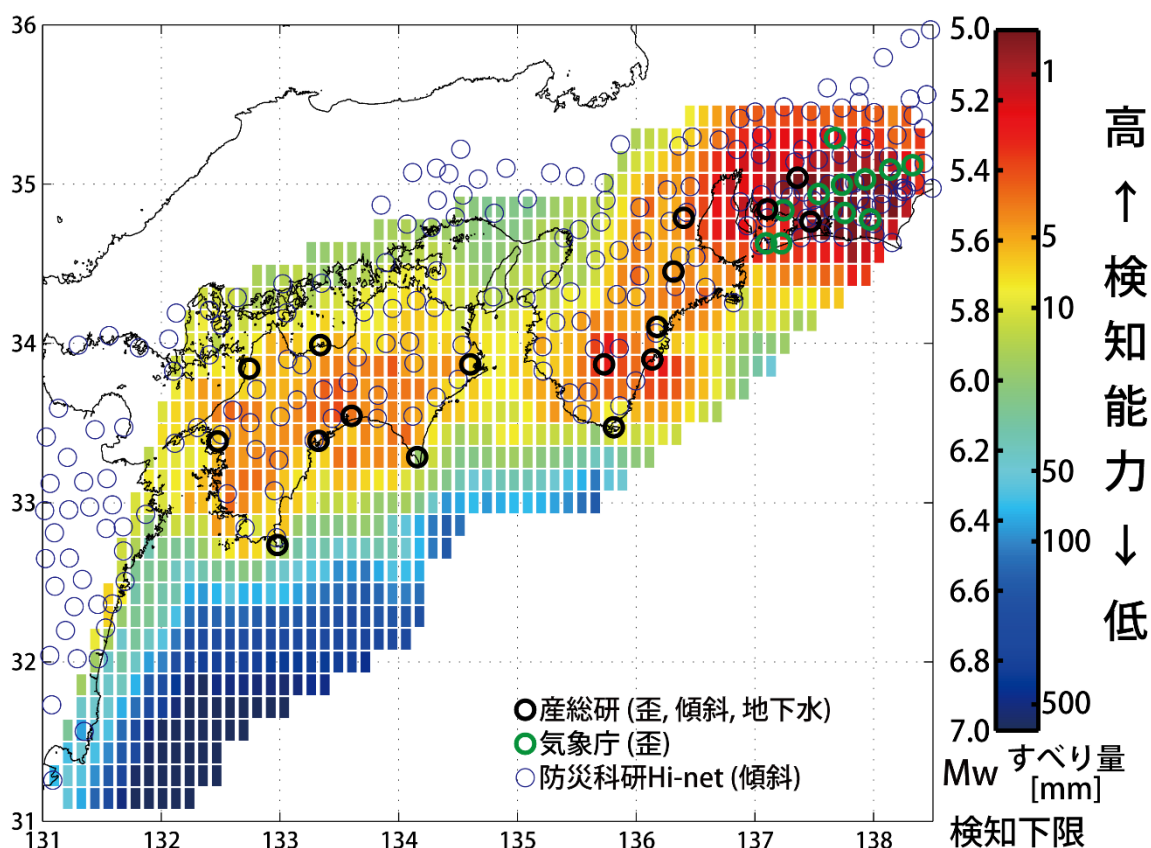
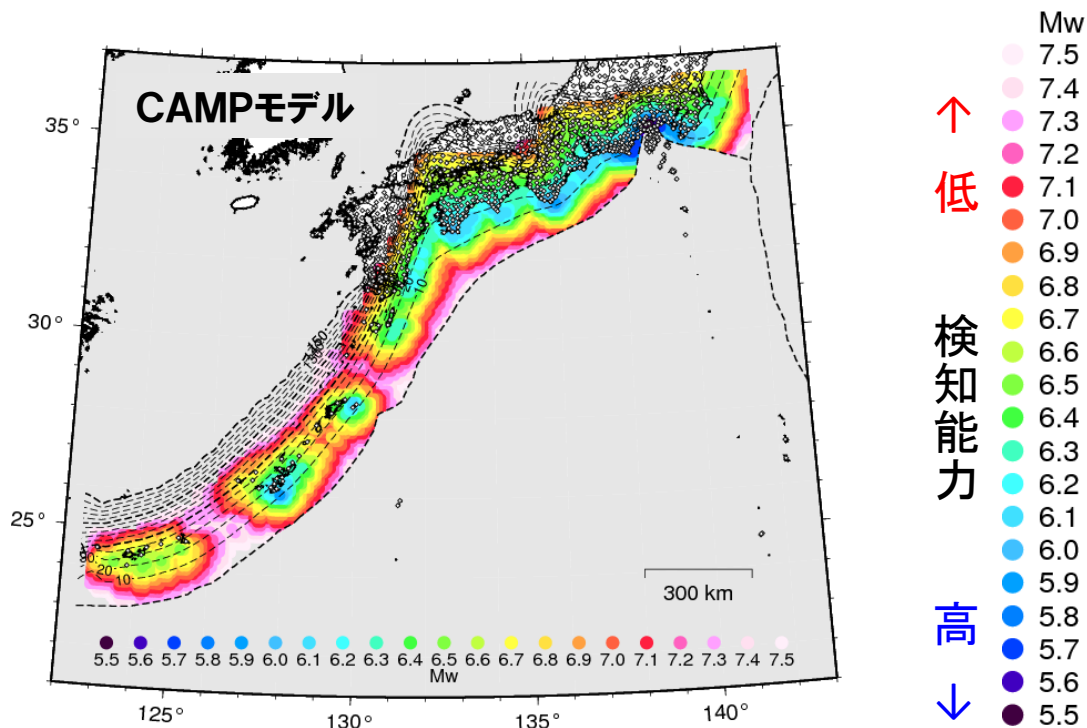


図 2-8 産業技術総合研究所のひずみ計・傾斜計・地下水位データ、防災科学技術研究所の傾斜データおよび気象庁のひずみ計データの統合解析によるプレート境界におけるすべり現象の検知能力 (Itaba and Kimura, 2013)



観測点数:3点以上, 閾値:水平10mm, 上下30mm

※CAMPモデル:Hashimoto et al. (2004)

図 2-9 GEONETによるプレート境界面上のすべりの検知能力(国土地理院提供資料)

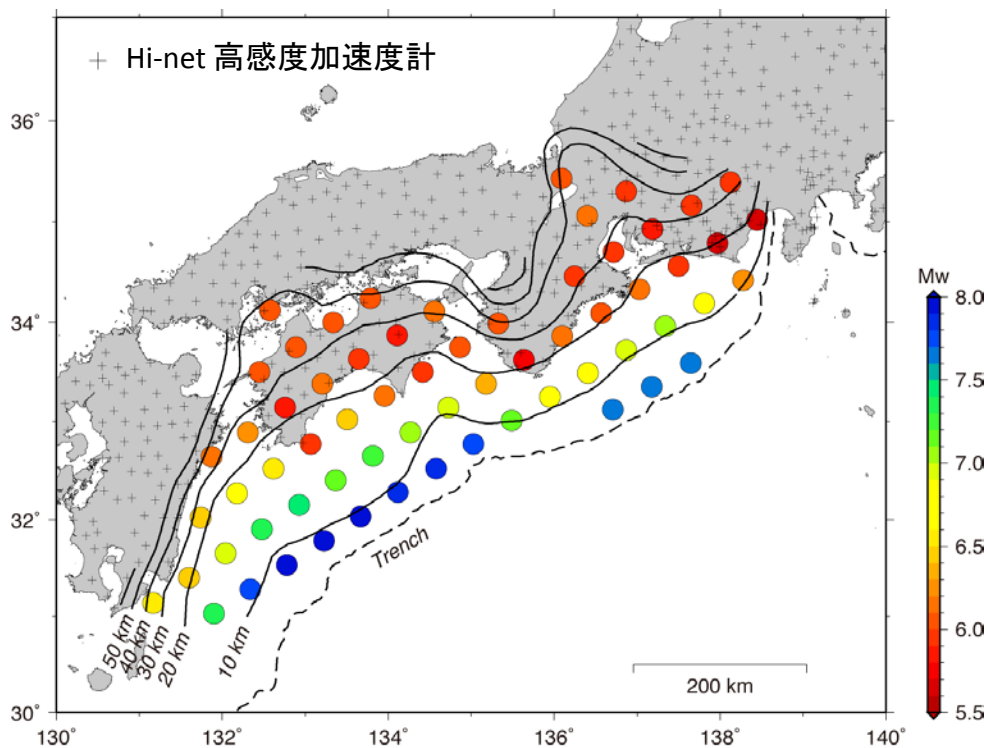


図 2-10 防災科学技術研究所 高感度地震観測網(Hi-net)の傾斜観測によるプレート境界面上のすべりの検知能力

●Comunicati Stampa

●Comunicato della Commissione Grandi Rischi

●28 ottobre 2016

●La Commissione Grandi Rischi, d'intesa col Capo Dipartimento della Protezione Civile, si è riunita il giorno 28/10/2016 a seguito della ripresa della sismicità che ha colpito l'Appennino Centrale a partire dall'evento di Amatrice del 24 agosto 2016 e continuata con gli eventi del 26 ottobre 2016. Le risultanze della riunione sono contenute nel Verbale consegnato al Dipartimento, di cui si riporta qui una sintesi.

Lo scopo della riunione era la valutazione dei possibili scenari evolutivi della sismicità in corso, alla luce delle informazioni attualmente disponibili, e la proposta di misure atte a ridurre la vulnerabilità, con speciale attenzione alla salvaguardia della vita umana.

(中略)

●Nella sua riunione a seguito dell'evento di agosto, la Commissione aveva identificato tre aree contigue alla faglia responsabile della sismicità allora in corso, che non avevano registrato terremoti recenti di grandi dimensioni e con il potenziale di produrre terremoti di elevata magnitudo (M6-7). La sismicità del 26 ottobre ha attivato uno dei segmenti individuati dalla Commissione, a nord dell'evento di agosto, mentre gli altri due segmenti non si sono mossi. In considerazione della contiguità con la sismicità in corso, questi due segmenti rappresentano possibili sorgenti di futuri terremoti nella regione già colpita dagli eventi degli ultimi anni. Non si può inoltre escludere la prosecuzione della sismicità a Nord del sistema del Vettore-Bove. Ad oggi non ci sono evidenze che la sequenza in corso sia in esaurimento.

(中略)

●Si raccomanda pertanto di intensificare l'azione delle amministrazioni pubbliche al fine di proseguire ed accelerare i programmi di valutazione della vulnerabilità e riduzione del rischio sismico con particolare attenzione agli edifici strategici e rilevanti, già avviati dagli enti competenti, secondo quanto previsto dalla Legge n. 77/2009. Si raccomanda comunque lo sviluppo di una cultura di prevenzione che incoraggi i cittadini a valutare la vulnerabilità sismica delle proprie abitazioni e ad intraprendere le azioni migliorative conseguenti.

La Commissione esprime la propria vicinanza alle popolazioni colpite da questo nuovo terremoto e al contempo si complimenta con il DPC per l'efficacia e la competenza con cui sta affrontando la complessa emergenza.

仮訳

プレスリリース

大規模災害対策委員会 (CGR) からの報告

2016年10月28日

●2016年8月24日にAmatriceから中央アペニン山脈を襲った地震が発生、続いて2016年10月26日にも地震が発生し、政府市民安全局の局長との合意の下、2016年10月28日に大規模災害対策委員会 (CGR)が開かれた。会議の結果は直ぐに市民安全局に配信され、ここで要約しています。この会議の目的は、現在入手可能な情報に照らして進行中の地震活動の全ての可能性のあるシナリオを評価すること、また人命保護に留意し被害を軽減するための対策を提案することである。

(中略)

●8月の地震以降、委員会は、最近大地震が起きておらずM6～7級の地震発生可能性を有する3つの連続領域を特定していた。10月26日の地震活動は、委員会により特定された断層セグメントの一つ(8月の地震活動の北側に位置)をトリガーとして発生した。一方で、他の2つの断層セグメントは動いていなかった。進行している地震活動との連続性を考慮すると、これらの2つの断層セグメントは、近年の地震で既に被害影響を受けている地域で将来起こる地震の震源となりうることを示している。また、Vettore山－Bove山断層系北側の地震活動が続くということは除外できるかもしれない。今日までのところ、現在の地震活動が低くなっているという証拠はない。

(中略)

●したがって、法律 No 77/2009 に基づき管轄機関によって既に始められている脆弱性評価と地震リスク軽減プログラムを継続して推進するためには、行政措置を強化することが推奨される。一方で、市民が自宅の耐震診断や耐震改修の促進を進めるような防災文化を高めていくことが推奨される。委員会は、この新たな地震により影響を受けた被災者の方々の近くにいることを表明するとともに、緊急事態に対応している市民安全局に対して賞賛の意を表している。

Scenario One: Likely (approximately 70% within the next year)

The most likely scenario is that aftershocks will continue to decrease in frequency (and in line with forecasts) over the next year and no aftershocks of magnitude 7 or larger will occur. Felt aftershocks (e.g. over magnitude 5) can occur in the area from North Canterbury to Cape Palliser/Wellington.

Scenario Two: Unlikely (approximately 25% within the next year)

An earthquake smaller than the mainshock and between magnitude 7.0 to magnitude 7.8 will occur. There are numerous mapped faults in the North Canterbury, Marlborough, Cook Strait and Southern North Island areas capable of such an earthquake. It may also occur on an unmapped fault. This earthquake may be onshore or offshore but close enough to cause severe shaking on land. This scenario includes the possibility of an earthquake in the Hikurangi Subduction Zone. Earthquakes originating from here or in the Cook Strait have the potential to generate localised tsunami. The Hawke's Bay earthquake sequence in 1931 provides an analogy to scenario two, as a magnitude 7.3 aftershock occurred approximately 2 weeks after the initial magnitude 7.8 earthquake.

Scenario Three: Very unlikely (5% within the next year)

A much less likely scenario than the previous two scenarios is that recent earthquake activity will trigger an earthquake larger than the magnitude 7.8 mainshock. This includes the possibility for an earthquake of greater than magnitude 8.0, which could be on the plate interface (where the Pacific Plate meets the Australian Plate). Although it is still very unlikely, the chances of this occurring have increased since before the magnitude 7.8 earthquake, and have also been also been slightly increased by the slow-slip events.

仮訳

2017年1月26日午後4時15分更新

シナリオ1: ありそう(1年以内に約70%)

最も起こりうるシナリオは、来年にかけて余震の頻度が(予測どおりに)減少し続け、マグニチュード7以上の余震は起きないものである。有感の余震(マグニチュード5超)は、North CanterburyからCape Palliser/Wellingtonにかけての地域で起きる。

シナリオ2: ありそうにない(1年以内に約25%)

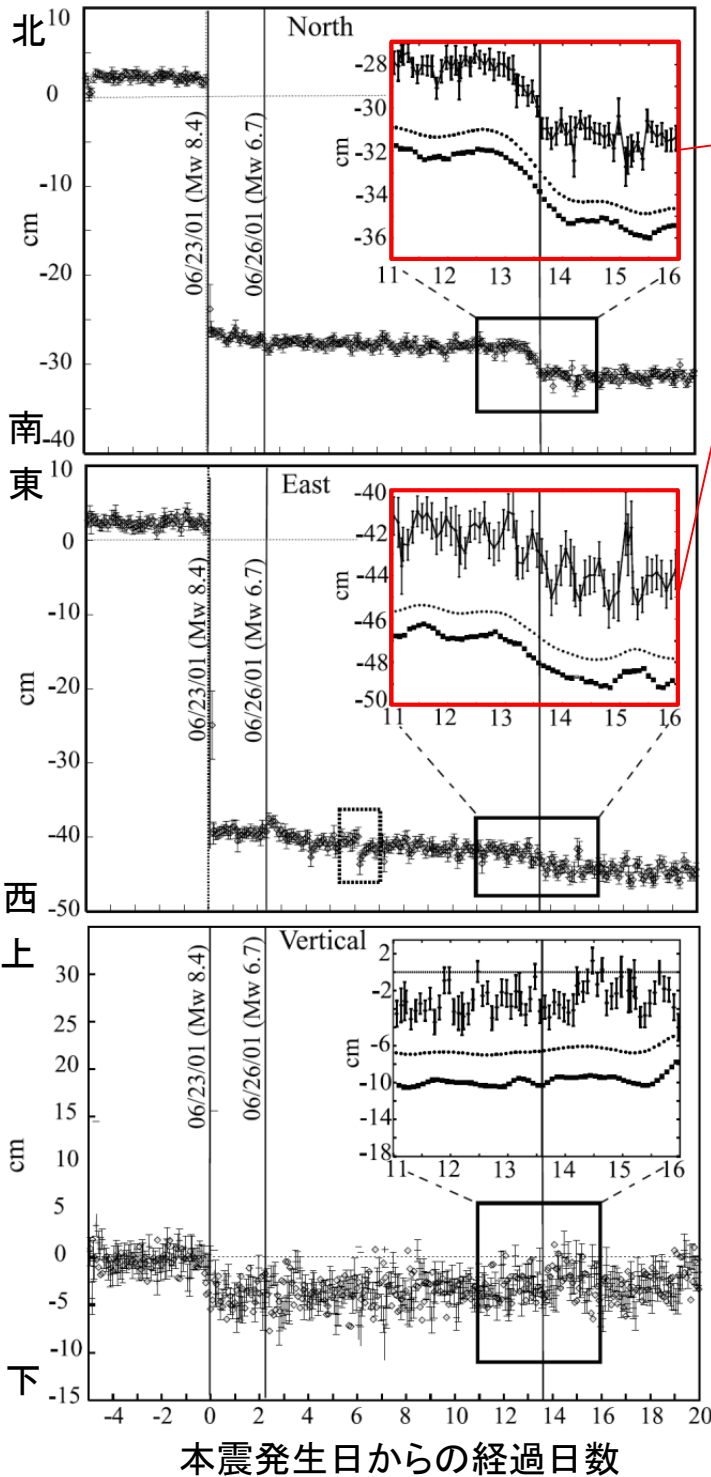
本震よりも小さく、マグニチュード7.0から7.8の余震が起きる。North Canterbury, Marlborough, Cook Strait, Southern North Islandには、そのような地震が起きうる断層が多く存在する。また、マッピングされていない断層で起きるかもしれない。この地震が起きるのは、沿岸や沖合かもしれないが、内陸に激しい揺れを起こす。このシナリオは、Hikurangi沈み込み帯での地震の可能性も含む。ここまたはCook Straitで起きる地震は、局所的な津波を発生させる可能性がある。1931年のHawke's Bay地震はシナリオ2とよく似ており、最初のマグニチュード7.8の地震の約2週間後にマグニチュード7.3の余震が起きた。

シナリオ3: とてもありそうにない(1年以内に約5%)

これまでの2つのシナリオより起きる可能性が低いシナリオは、ここ最近の地震活動が、マグニチュード7.8の本震より大きい地震のトリガーとなることである。このシナリオは、プレート境界(太平洋プレートとオーストラリアプレート)でマグニチュード8.0より大きい地震が起きる可能性を含む。このシナリオが起きる可能性はまだ低いけれども、マグニチュード7.8の地震発生以前から高くなっており、スロースリップイベントによっても少し高くなる。

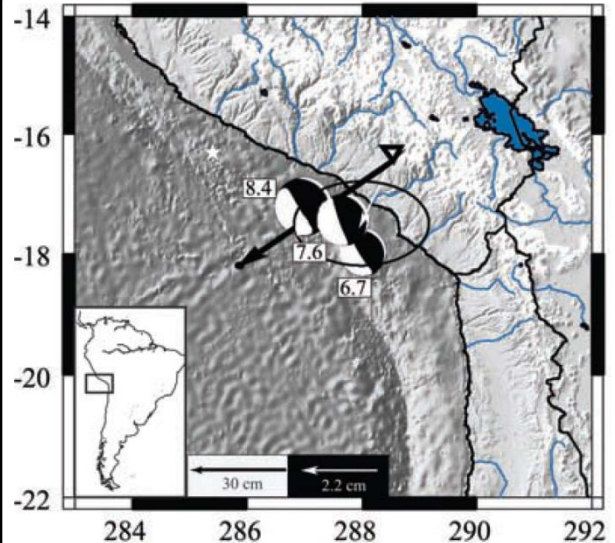
本震(Mw8.4)発生

最大余震(Mw7.6)発生



南北成分、東西成分で、
最大余震前に前駆的な変動

- ・前駆的な変動は最大余震発生
の約18時間前から
- ・前後2年9か月の観測期間内
に南北成分に同程度の変化なし
(本震発生時を除く)



- ▽ : GPS観測点
- 黒矢印: 本震に伴って観測された
地殻変動
- 白矢印: 最大余震前の前駆的な
地殻変動
- 黒楕円: 前駆的地殻変動の誤差(2 σ)

図 4-3 2001年7月7日ペルーの地震(Mw7.6、6月24日のMw8.4の地震の最大余震)
の前にGPSで観測された地殻変動
(Melbourne and Webb, 2002)

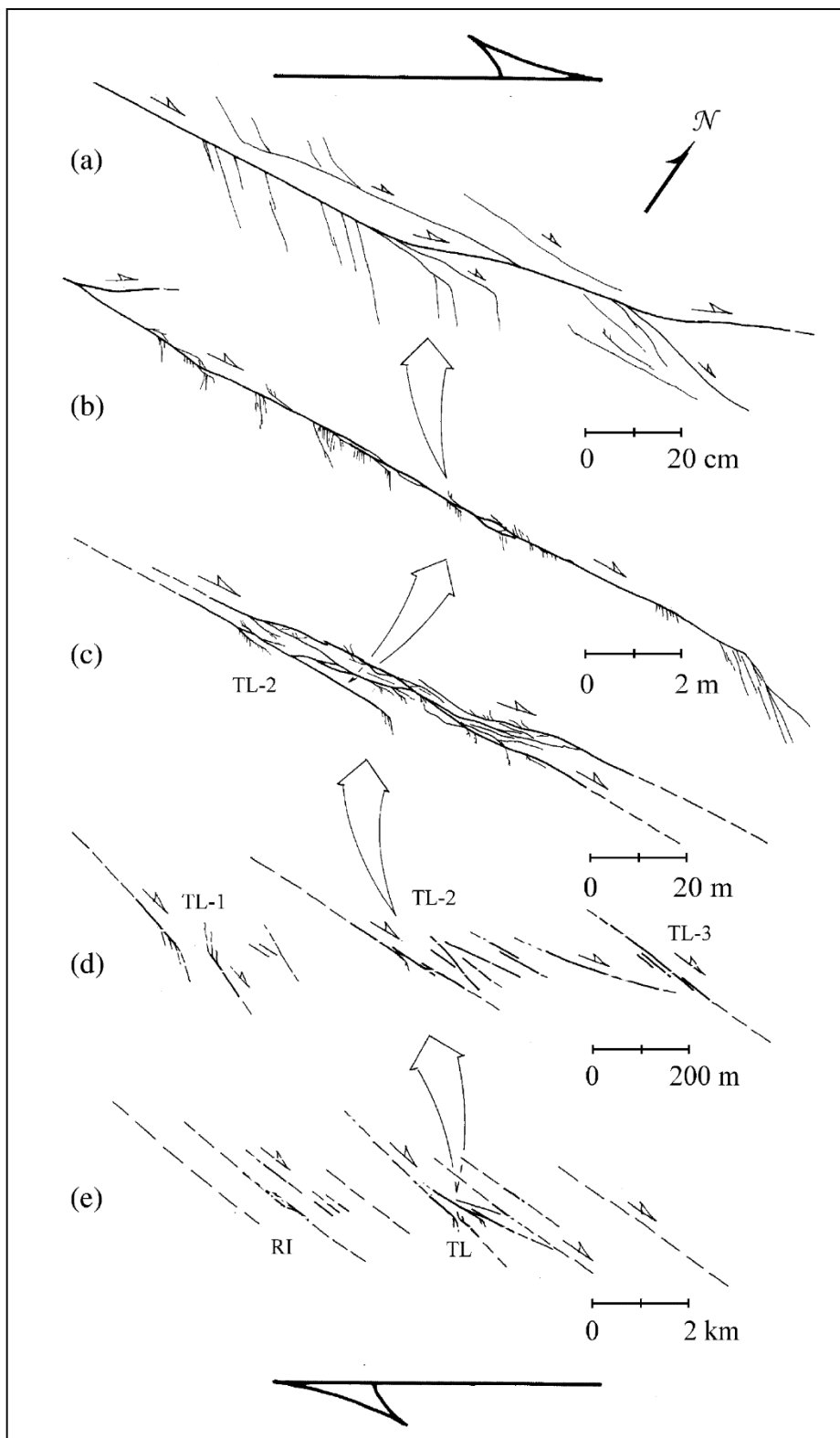


図 7-1 地表に露出した断層帯の様々なスケールでの観察例
(Swanson, 2006)

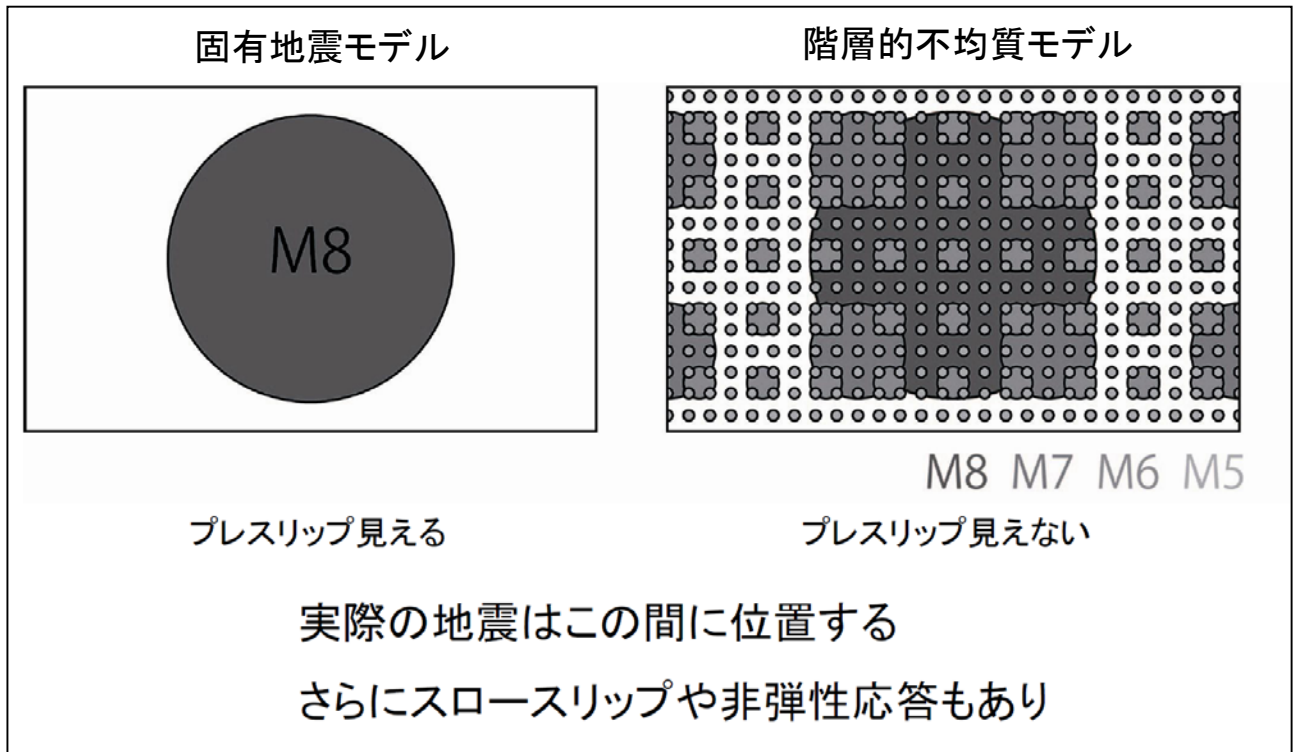


図 7-2 2つの極端な地震モデルにおける破壊単位の配置
(井出委員提供資料に加筆)

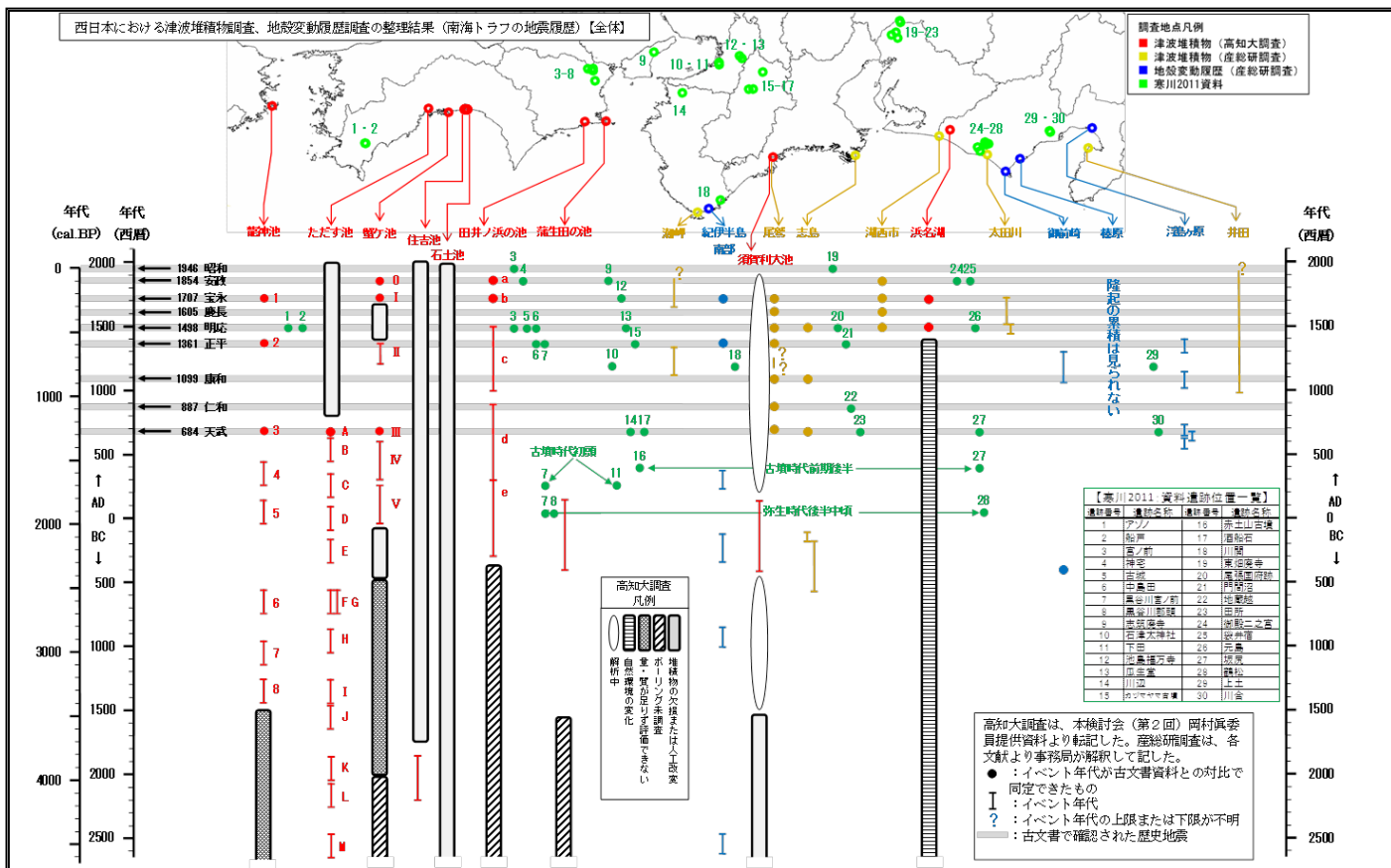


図 8-1 西日本における津波堆積物調査、地殻変動履歴調査の整理結果（南海トラフの地震履歴）
（南海トラフの巨大地震モデル検討会 中間とりまとめ（H23.12.27公表）より）

地震発生
(2011/3/11)

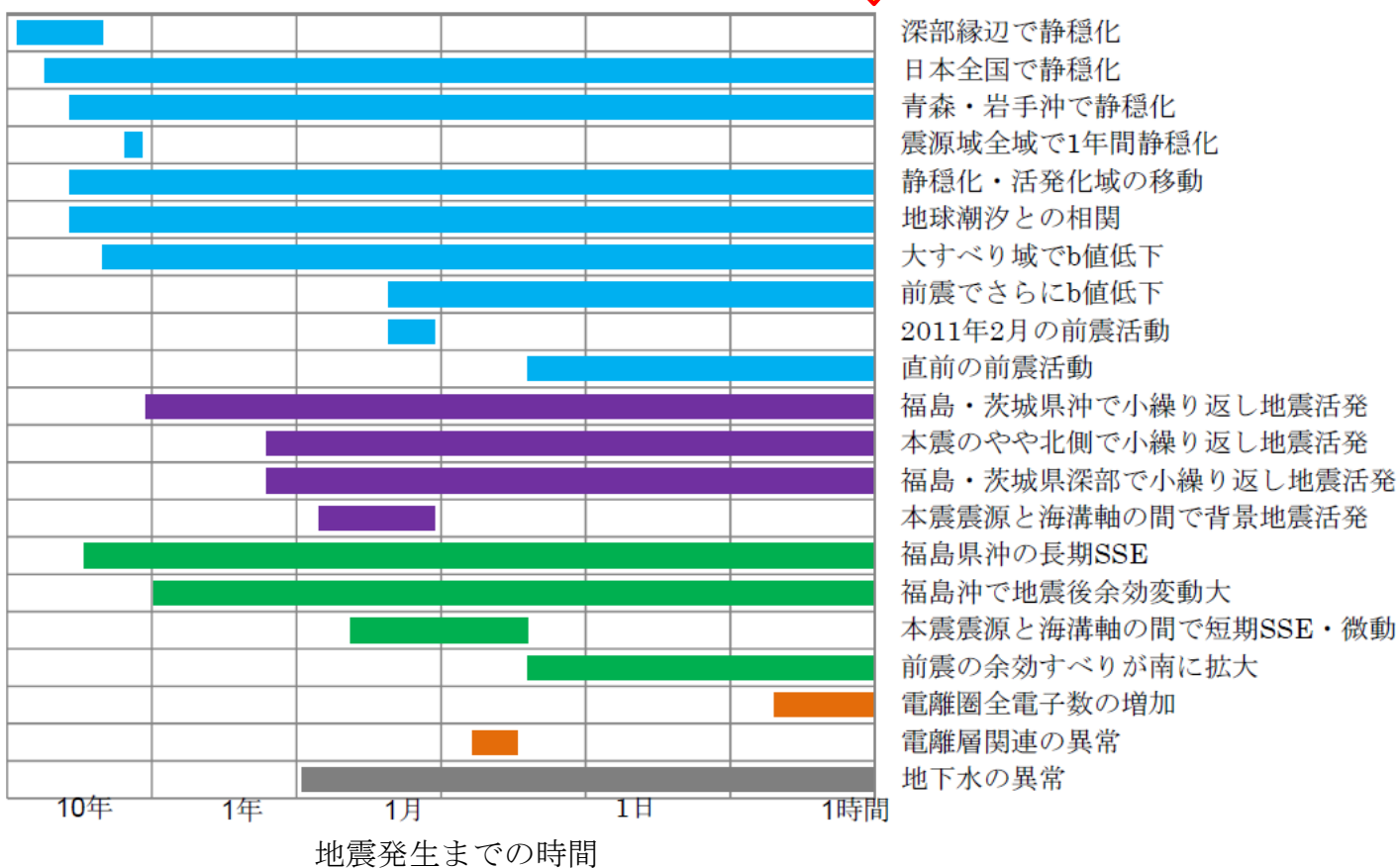
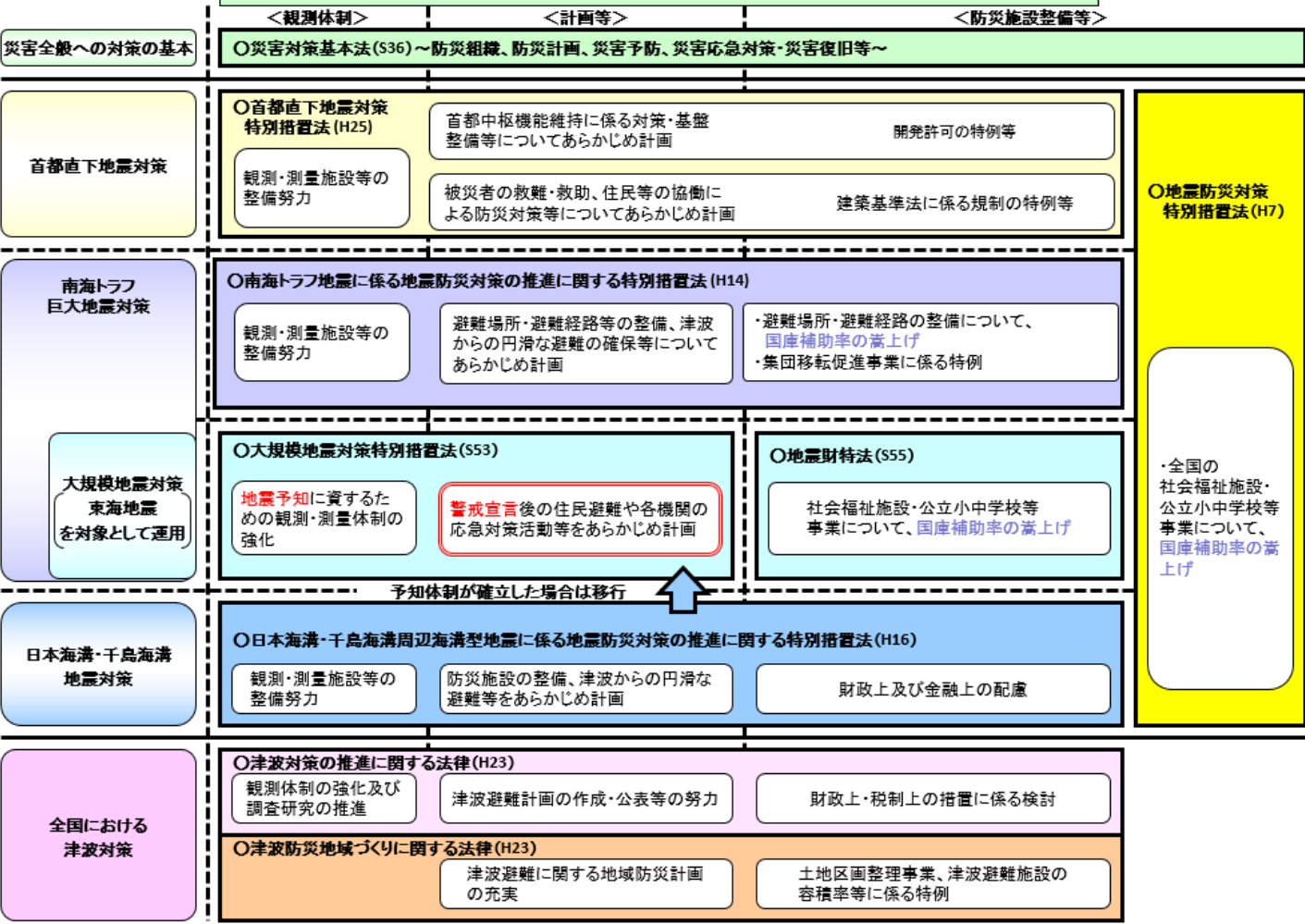


図 8-2 平成23年東北地方太平洋沖地震に先行して観測された現象の発現期間
(気象研究所提供資料より作成)

我が国の地震防災に関する法律体系



※大規模地震対策特別措置法、津波防災地域づくりに関する法律は閣法。他は議法。

図参-1 我が国の地震防災に関する法律体系